中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 1 期: 66 ~ 92
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com





评 述 中国综合地层和时间框架专辑

中国奥陶纪综合地层和时间框架

张元动[1,3,5*], 詹仁斌[2,3,5], 甄勇毅[4], 王志浩[3], 袁文伟[3], 方翔[3], 马譞[3,5], 张俊鹏[1,3]

1. 中国科学院南京地质古生物研究所和生物演化与环境卓越中心, 资源地层学与古地理学重点实验室, 南京 210008;
2. 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008;
3. 中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008;
4. Geological Survey of New South Wales, W. B. Clarke Geoscience Centre, NSW 2753, Australia;
5. 中国科学院大学, 北京 100049
* E-mail: ydzhang@nigpas.ac.cn

收稿日期: 2017-10-27; 收修改稿日期: 2018-04-28; 接受日期: 2018-08-27; 网络版发表日期: 2018-11-23
国家科技重大专项项目(编号: 2017ZX05036-001-004)、国家自然科学基金项目(批准号: 41290260、41772005)、中国科学院战略性先导科技专项B类项目(编号: XDB10010100、XDB26000000)、SAFEA计划项目(编号: 20140491530)和科技部基础性研究课题项目(编号: 2013FY111000)资助

摘要 简要回顾中国奥陶纪年代地层研究的历史和现状, 从岩石地层、生物地层、地质年龄、化学地层和磁性地层等学科的角度, 详细阐述和讨论了国际和中国奥陶系划分方案、各条界线的定义标准、识别特征和存在问题, 初步建立了多学科的地层对比关系. 目前, 国际奥陶系采用"三统七阶"的标准划分方案, 即自下而上: 下奥陶统(特马豆克阶、弗洛阶)、中奥陶统(大坪阶、达瑞威尔阶)和上奥陶统(桑比阶、凯迪阶、赫南特阶). 这7个阶的底界金钉子已于1997~2007年全部确立, 其中有三个阶的"金钉子"确立在中国. 中国的年代地层方案与国际标准方案基本一致(惟部分阶名有别), 包括下奥陶统(新厂阶、益阳阶)、中奥陶统(大坪阶、达瑞威尔阶)、上奥陶统(艾家山阶、钱塘江阶、赫南特阶). 在多数情况下中国可以直接采用国际标准划分, 在特殊情况下, 也可以结合使用中国地区性的上奥陶统艾家山阶和钱塘江阶. 在详细总结中国各个块体奥陶系发育特征及其差异的基础上, 根据近年来的最新研究成果, 建立华南、华北(含塔里木、柴达木)和西藏-滇西等主要块体之间的最新奥陶系对比格架, 提出特马豆克阶、大坪阶和凯迪阶底界存在的定义、识别和跨相区对比问题, 认为特马豆克阶底界主要是牙形刺的分类学问题, 而大坪阶和凯迪阶的底界则主要是跨相区对比问题. 中国奥陶纪化学地层学研究显示, 中奥陶统达瑞威尔阶和上奥陶统凯迪阶的无机碳同位素曲线与国际综合曲线存在较明显的不一致现象, 值得高度重视. 中国奥陶系的同位素年龄值匮乏, 且仅有的3个可靠锆石年龄均集中在晚奥陶世凯迪晚期-赫南特期, 华南上奥陶统含有丰富斑脱岩层, 亟待开展同位素测年进一步研究. 中国奥陶纪磁性地层研究非常薄弱, 迄今为止的研究主要局限于华北下奥陶统, 结果可与国外其他地区进行对比. 对奥陶系内"阶"的悬殊的时限差异进行了分析, 建议对长时限的特马豆克阶、达瑞威尔阶和凯迪阶分别进一步细分为二个亚阶.

关键词 奥陶系, 三统七阶, 生物地层, 地质年龄, 化学地层, 时限

中文引用格式: 张元动, 詹仁斌, 甄勇毅, 王志浩, 袁文伟, 方翔, 马譞, 张俊鹏. 2019. 中国奥陶纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 66–92, doi: 10.1360/N072017-00358
英文引用格式: Zhang Y D, Zhan R B, Zhen Y Y, Wang Z H, Yuan W W, Fang X, Ma X, Zhang J P. 2019. Ordovician integrative stratigraphy and timescale of China. Science China Earth Sciences, 62: 61–88, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9279-0

© 2018 《中国科学》杂志社 www.scichina.com
http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

1　概论

奥陶系是英国著名地层古生物学家Lapworth (1879)建立的. 他把广义的志留系(Murchison, 1839)的下部和当时寒武系的上部独立划出来, 建立奥陶系, 从而将全球下古生界三分为寒武系、奥陶系和志留系. 英国的奥陶系自下而上建立了五个“统”, 即特马豆克统(Tremadoc)、阿伦尼克统(Arenig)、兰维恩统(Llanvirn)、卡拉道克统(Caradoc)和阿什极尔统(Ashgill). 在过去的100多年时间里, 尽管世界各国都有各自独立的年代地层划分系统, 包括三分(中国、澳大利亚、西伯利亚)、四分(美国)、五分(英国)等方案, 但全球奥陶系研究大多以英国划分为主要参照标准(图1).

在现代地层学的全球界线层型剖面和点位(GSSP, 俗称金钉子)概念于20世纪60年代提出后, 英国的这一标准受到严峻挑战. 从国际奥陶系分会在20世纪70年代初成立至80年代末的20年间, 奥陶系内统、阶两级的“金钉子”研究进展甚微. 1990年, 澳大利亚B. D. Webby出任国际奥陶系分会主席, 并于次年在澳大利亚悉尼召开的第六届国际奥陶系大会上, 采用界线层型(而非单位层型)概念, 提出了奥陶系内建立“统”、“阶”级GSSP的9个以笔石带或牙形刺带底界为标准的参考层位(Webby, 1992; 详见后文“历史回顾”部分). 在兼顾历史传统和现代地层理念的基础上, 国际奥陶系分会逐步于20世纪90年代形成了“三统六阶”的奥陶系划分方案, 并开始以“金钉子”的形式把界线逐一固定下来.

1997年, 奥陶系的第一个“金钉子”(达瑞威尔阶底界)确立在中国浙江常山黄泥塘剖面(陈旭等, 1998), 开启了通过“金钉子”来划分全球奥陶系内“统”、“阶”年代地层单元的新篇章. 随后, 在2000~2002年期间, 特马豆克阶、弗洛阶和桑比阶等3个阶的底界“金钉子”陆续得以建立.

2003年, 在阿根廷圣胡安市召开的第9届国际奥陶系大会上, 相关专家又一致同意将原先二分的上奥陶统进一步划分为三个阶, 从而确立了现今广泛认同并

国际标准 系	国际标准 统	国际标准 阶	关键笔石或牙形刺层位
志留系	兰多维列统	鲁丹阶	*Akidograptus ascensus*（英国, Dob's Linn）
奥陶系	上统	赫南特阶	*Normalograptus extraordinarius*（中国湖北宜昌, 王家湾北剖面, 2006）
		凯迪阶	*Diplacanthograptus caudatus*（美国俄克拉荷马, Black Knob Ridge剖面, 2005）
		桑比阶	*Nemagraptus gracilis*（瑞典斯科纳省, Fågelsång剖面, 2002）
	中统	达瑞威尔阶	*Undulograptus austrodentatus*（中国浙江常山, 黄泥塘剖面, 1997）
		大坪阶	*Baltoniodus triangularis*（中国湖北宜昌, 黄花场剖面, 2007）
	下统	弗洛阶	*Tetragraptus approximatus*（瑞典西哥特兰省, Diabasbrottet剖面, 2002）
		特马豆克阶	*Iapetognathus fluctivagus*（加拿大纽芬兰, Green Point剖面, 2000）
寒武系	芙蓉统	第十阶	

英国标准 统	英国标准 阶
兰多维列统	Rhuddanian
阿什极尔统	Hirnantian
	Rawtheyan
	Cautleyan
	Pusgillian
卡拉道克统	Streffordian
	Cheneyan
	Burrellian
	Aurelucian
兰维恩统	Llandeilian
	Abereiddian
阿伦尼克统	Fennian
	Whitlandian
	Moridunian
特马豆克统	Migneintian
	Cressagian

图 1　当前奥陶纪年代地层划分的国际标准与传统的英国方案

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

采用的奥陶系“三统七阶”的划分方案, 自下而上为: 特马豆克阶、弗洛阶、第三阶(后来命名为大坪阶)、达瑞威尔阶、桑比阶、凯迪阶、赫南特阶.

2005~2007年, 凯迪阶、赫南特阶、大坪阶底界的“金钉子”相继确立. 至此, 奥陶系3个统、7个阶的底界“金钉子”全部确立, 成为全世界共同参照的国际标准(图1).

随后, Bergström等(2009b)将奥陶系内各个“阶”进一步划分为若干“阶段”(Stage Slice). 该“阶段”概念与Webby等(2004a, 2004b)提出的“时间段”(Time Slice)有所不同, “时间段”意指地质年代单位, 但定义又不甚明确; 而“阶段”指年代地层单元, 是阶内的、非正式的再划分, 大致对应于亚阶(Substage)或超带(Superzone), 时限相当于具有共同生物地层特征的几个生物带的集合, 由地理广布的笔石或牙形刺化石种的首次出现层位来限定顶底界线. 奥陶系的阶根据其时限长短被分别划分为2~4个“阶段”不等, 全系共20个“阶段”. 其中, 桑比阶和赫南特阶各分为2个“阶段”, 凯迪阶分为4个“阶段”, 其余阶各分为3个“阶段”.

从2003年开始, 奥陶纪化学地层学研究在国际上蓬勃兴起, 主要集中在碳同位素地层划分和对比(Buggisch等, 2003; Ainsaar等, 2004; Kaljo等, 2004; Saltzman和Young, 2005). 值得关注的是, Ainsaar等(2010)根据波罗的-斯堪的纳维亚的碳同位素漂移曲线, 首次将该地区的中奥陶世和晚奥陶世碳酸盐岩地层划分为17个连续的“同位素带”(BC1~BC17, 化学地层单元), 并用于该地区地层的对比. 中国奥陶系化学地层学研究起步相对略晚(Fan等, 2009; Zhang T G等, 2009), 但通过近年来在华南、华北和塔里木块体上的大量研究工作, 也取得了显著成果. 目前, 碳同位素地层学已成为奥陶纪地层划分对比的重要手段之一.

2 简要历史回顾

2.1 1920~1958

中国奥陶系研究始于19世纪20年代. 李四光、赵亚曾(Lee和Chao, 1924)率先对三峡地区的震旦系-三叠系进行了初步划分, 其中奥陶系自下而上大致包括宜昌石灰岩、扬子贝层(*Yangtzeella* Beds, 原鉴定为*Triplecia*)、宝塔石灰岩, 并将扬子贝层和宝塔石灰岩命名为艾家山统(Neichiashan Series; 图2). 葛利普(Grabau, 1924) 对中国奥陶系做了首次总结, 采用了三分奥陶系的方案, 其中的中奥陶统相当于英国阿伦尼格统和卡拉道克统之间的地层, 与当前国际标准划分的中奥陶统含义有着惊人相似之处. 1948年, 许杰、马振图(Hsu和Ma, 1948)对宜昌石灰岩的含义作了修订, 改称为宜昌建造(I-Chang Formation), 并将其范围缩小, 仅与特马豆克阶相当. 稍后, 杨敬之和穆恩之(1951, 1954)正式建立了宜昌统, 其范围包括许杰和马振图的宜昌建造, 及其上的分乡页岩和红花园石灰岩组.

在浙赣交界的“三山”地区(浙江江山、常山、江西玉山), 野田势次郎(Noda, 1915)、刘季辰和赵亚曾(1927)、朱庭祜等(1930)相继开展工作, 划分出印渚埠系(Yinchufu Series)、砚瓦山系和风竹页岩等.

2.2 1959~1990

1959年卢衍豪将中国奥陶系三分, 自下而上包括宜昌统、艾家山统和钱塘江统, 前两统的定义范围与杨敬之和穆恩之(1954)一致, 钱塘江统则为新建统名, 包括华南的黄泥岗组(或临湘组)和长坞组(或五峰组)地层. 1962年张文堂用下、中、上统分别代替了宜昌统、艾家山统和钱塘江统, 但把中奥陶统底界划在张文堂等(1957)所建的牯牛潭组之底, 较以往使用的艾家山统底界略高(图2).

穆恩之(1974)根据华南斜坡相的奥陶系, 首次较系统地建立了24个笔石带, 并据此提出“三统六阶”的奥陶系划分方案: 新厂阶(以笔石*Rhabdinopora flabelliformis*带为底)、宁国阶(以*Teteragraptus approximatus*带为底)、胡乐阶(以*Glossograptus hincksii*或*Hustedograptus teretiusculus*带为底)、濉江阶(以*Climacograptus wilsoni*带为底)、石口阶(以*Orthograptus quadrimucronatus*带为底)和五峰阶(以*Pleurograptus lui*带或*Dicellograptus complexus*带为底)(图2). 这一划分基本上与岩石地层单位一一对应, 但其顶底界定义清楚, 较容易识别, 并可与欧洲、澳大利亚和北美等地区对比, 因此在1970~2000年代成为中国学者的主要参照系统.

赖才根和汪啸风(1982)根据宜昌等地区的台地相奥陶系, 提出了“二统-四亚统-八阶”的划分方案: 两河口阶、红花园阶、大湾阶、牯牛潭阶、庙坡阶、宝塔阶、临湘阶和五峰阶. 其中除两河口阶(根据湖北宜昌黄花场剖面建立)外, 其余基本上与岩石地层单位的组

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

<table>
<tr><th colspan="3">国际标准</th><th>时限(Myr)</th><th>年龄(Ma)</th><th colspan="2">全国地层委员会《中国地层典》编委会(2014)</th><th>全国地层委员会(2002)</th><th>Chen等(1995)</th><th colspan="3">Wang等(1992)</th><th colspan="3">赖才根和汪啸风(1982)</th><th colspan="2">穆恩之(1974)</th><th>张文堂(1962)</th><th>卢衍豪(1959)</th><th>Hsu和Ma(1948)</th><th colspan="2">Lee和Chao(1924)</th></tr>
<tr><td rowspan="17">奥陶系</td><td rowspan="7">上统</td><td>赫南特阶</td><td>1.4</td><td>443.8</td><td rowspan="7">上统</td><td>赫南特阶</td><td rowspan="3">钱塘江阶</td><td rowspan="3">钱塘江阶</td><td rowspan="7">上奥陶亚系</td><td rowspan="3">钱塘江统</td><td rowspan="2">五峰阶</td><td rowspan="8">上奥陶统</td><td rowspan="4">钱塘江亚统</td><td rowspan="2">五峰阶</td><td rowspan="4">上奥陶统</td><td rowspan="2">五峰阶</td><td rowspan="4">上奥陶统</td><td rowspan="4">钱塘江统</td><td rowspan="15">艾家山统</td><td rowspan="15">艾家山统</td><td rowspan="6">宝塔石灰岩</td></tr>
<tr><td rowspan="4">凯迪阶</td><td rowspan="4">7.8</td><td rowspan="4">445.2</td><td rowspan="2">钱塘江阶</td></tr>
<tr><td rowspan="5">小溪塔阶</td><td rowspan="2">临湘阶</td><td rowspan="2">石口阶</td></tr>
<tr><td rowspan="4">艾家山阶</td><td rowspan="4">艾家山阶</td><td rowspan="4">艾家山阶</td><td rowspan="4">艾家山统</td></tr>
<tr><td rowspan="4">艾家山亚统</td><td rowspan="2">宝塔阶</td><td rowspan="4">中奥陶统</td><td rowspan="2">淅江阶</td><td rowspan="5">中奥陶统</td><td rowspan="7">艾家山统</td></tr>
<tr><td rowspan="2">桑比阶</td><td rowspan="2">5.4</td><td rowspan="2">453.0</td></tr>
<tr><td rowspan="2">庙坡阶</td><td rowspan="2">胡乐阶</td><td rowspan="9">扬子贝层</td></tr>
<tr><td rowspan="5">中统</td><td rowspan="3">达瑞威尔阶</td><td rowspan="3">8.9</td><td rowspan="3">458.4</td><td rowspan="5">中统</td><td rowspan="3">达瑞威尔阶</td><td rowspan="3">达瑞威尔阶</td><td rowspan="3">浙江阶</td><td rowspan="10">下奥陶亚系</td><td rowspan="8">扬子统</td><td rowspan="3">牯牛阶</td></tr>
<tr><td rowspan="9">下奥陶统</td><td rowspan="7">扬子亚统</td><td>牯牛潭阶</td><td rowspan="9">下奥陶统</td><td rowspan="7">宁国阶</td></tr>
<tr><td rowspan="4">大湾阶</td><td rowspan="8">下奥陶统</td></tr>
<tr><td rowspan="2">大坪阶</td><td rowspan="2">2.7</td><td rowspan="2">467.3</td><td rowspan="2">大坪阶</td><td rowspan="2">大湾阶</td><td rowspan="5">玉山阶</td><td rowspan="4">大湾阶</td></tr>
<tr><td rowspan="6">宜昌统</td></tr>
<tr><td rowspan="5">下统</td><td rowspan="3">弗洛阶</td><td rowspan="3">7.7</td><td rowspan="3">470.0</td><td rowspan="5">下统</td><td rowspan="3">益阳阶</td><td rowspan="3">道保湾阶</td></tr>
<tr><td rowspan="2">红花园阶</td></tr>
<tr><td rowspan="2">道保湾阶</td></tr>
<tr><td rowspan="2">特马豆克阶</td><td rowspan="2">7.7</td><td rowspan="2">477.7
485.4</td><td rowspan="2">新厂阶</td><td rowspan="2">新厂阶</td><td rowspan="2">宜昌阶</td><td rowspan="2">宜昌统</td><td rowspan="2">宜昌亚统</td><td rowspan="2">两河口阶</td><td rowspan="2">新厂阶</td><td rowspan="2">宜昌建造</td><td rowspan="2" colspan="2">宜昌石灰岩</td></tr>
<tr><td>两河口阶</td></tr>
</table>

图 2　中国奥陶系年代地层划分对比沿革表

名对应. 20世纪70~80年代建立的中国"统"、"阶"单元序列, 因缺乏对有关层型剖面和具体点位的详细研究, 各单元的涵义并不明确.

2.3　1991~现在

1991年, 在澳大利亚悉尼市召开了第6届国际奥陶系大会, 就奥陶系内的"统"、"阶"级全球界线层型剖面和点的确立事宜进行了热烈讨论, 提出了9条候选界线. 会后, 各国从事奥陶系研究的学者组成了若干个国际工作组, 对奥陶系内候选界线开展专门研究(Webby, 1992), 以论证它们作为奥陶系的次级年代地层单元(统、阶)界线层型的可行性, 这9条候选界线自上而下为

Level 9—*Dicellograptus complanatus*带之底(笔石)

Level 8—*Climacograptus tubuliferus*带之底(笔石)

Level 7—*Pragmodus undatus*带之底(牙形刺), 或*Corynoides americanus*之底(笔石)

Level 6—*Climacograptus bicornis*带之底(笔石)

Level 5—*Nemagraptus gracilis*带之底(笔石)

Level 4—*Didymograptus artus*带之底(笔石)

Level 3—*Undulograptus austrodentatus*带之底(笔石)

Level 2—*Isograptus victoriae*带(笔石), 或*Tripodus laevis*带之底(牙形刺)

Level 1—*Tetragraptus approximatus*带之底(笔石)

汪啸风等(Wang等, 1992)根据当时国际上提出的这9条候选界线, 以宜昌黄花场剖面为主要依据, 提出了中国"二亚系-四统-六阶"的新划分方案(图2). 下亚系分为宜昌统和扬子统,自下而上包括两河口阶(牙形刺*Monocostodus sevierensis-Hirsutodontus simplex*带之底)、道保湾阶(牙形刺*Paroistodus proteus*带之底)、大湾阶(笔石*Didymograptus*(*Corymbograptus*)*deflexus*带之底)和牯牛阶(笔石*Undulograptus austrodentatus*带之底); 上亚系分为艾家山统和钱塘江统, 分别对应小溪

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

塔阶(笔石*Nemagraptus gracilis*带之底)和五峰阶(笔石*Dicellograptus complexus*带之底)(图2). 陈旭等(Chen等, 1995)以建立"金钉子"为目标, 在浙西赣东北地区开展了大量生物地层和年代地层研究工作, 全面厘定了中国的相关年代地层单位, 在此基础上形成了"三统五阶"的奥陶系划分方案(宜昌阶、玉山阶、浙江阶、艾家山阶、钱塘江阶), 其中玉山阶(江西玉山, 以笔石*Tetragraptus approximatus*带之底为底界)和浙江阶(浙江常山黄泥塘, 以笔石*Undulograptus austrodentatus*带之底为底界)为新建单元, 由于这些名称并非取自原有岩石地层单位名称, 而是由笔石属种的首次出现层位(FAD, First Appearance Datum)建立的, 因而具有较好的国际可对比性(图2).

1997年, 奥陶系的第一个"金钉子"(达瑞威尔阶)确立在中国浙江常山黄泥塘剖面, 以笔石*Undulograptus austrodentatus*(Harris和Keble)的首现为标志(陈旭等, 1998). 2000年, 奥陶系底界(暨特马豆克阶和下奥陶统底界)的"金钉子"确立在加拿大纽芬兰岛的Green Point剖面, 以牙形刺*Iapetognathus fluctivagus* Nicoll et al.的首现层位为标志, 位于该剖面最早的漂浮笔石层之下4.8m处(Cooper等, 2001). 2002年, 弗洛阶底界的"金钉子"确立于瑞典南部西哥特兰省的Diabasbrottet采石场剖面, 以笔石*Tetragraptus approximatus* Nicholson的首现层位为标志(Bergström等, 2004). 2002年, 桑比阶底界的"金钉子"确立于瑞典南部斯科纳省的Fågelsång剖面, 以笔石*Nemagraptus gracilis*(J. Hall)的首现层位为标志(Bergström等, 2000; Cooper和Sadler, 2012).

2003年, 在阿根廷召开的第9届国际奥陶系大会上, 相关专家又一致同意将原先二分的上奥陶统进一步划分为三个阶, 从而确立了现今的国际奥陶系"三统七阶"的划分方案, 自下而上为: 特马豆克阶、弗洛阶、第三阶(后来命名为大坪阶)、达瑞威尔阶、桑比阶、凯迪阶、赫南特阶. 2005年, 凯迪阶底界的"金钉子"确立在美国俄克拉荷马州东南部的Black Knob Ridge剖面, 以笔石*Diplacanthograptus caudatus*(Lapworth)的首现层位为标志(Goldman等, 2007). 2006年, 赫南特阶底界的"金钉子"确立在湖北宜昌王家湾北剖面, 以笔石*Normalograptus extraordinarius*(Sobolevskaya)的首现层位为标志(Chen等, 2006a). 2007年, 奥陶系最后一个确立的"金钉子"(大坪阶)选择在湖北宜昌的黄花场剖面, 以牙形刺*Baltoniodus triangularis*(Lindström)的首次出现层位为标志(Wang等, 2009). 至此, 奥陶系7个"阶"的底界"金钉子"全部确立, 成为全世界共同参照的国际标准(图1和2).

2.4 中国建立的主要统、阶

迄今为止, 中国学者关于奥陶系建立了相当数量的统和阶(陈旭等, 2000), 其中"统"级单位包括常被引用的宜昌统、艾家山统、钱塘江统等, 以及不太常用的和因为重名等原因应予废弃的一些单位(华南: 红石崖统、桐梓统、十字铺统、罗汉坡统、赵家坝统、半河统、分乡统、扬子(亚)统、汤头统; 华北: 平州统、三道统、湾湾统、冶里统、亮甲山统、马家沟统、四眼统、军庄统、西北涧统、豆房统、缸窑统、卧龙统、五顶统; 塔里木: 却尔却克统; 柴达木: 大头羊沟统、扣门子统、阴沟统、大梁统、南石门子统、妖魔山统; 滇西: 施甸统). 这些"统"并非现代地层学意义上的年代地层单位, 而实为岩石地层单位, 在过去数十年里已经进一步转化和细分为相应的岩石地层单位, 因此已无使用价值.

此外, 中国还建立了一批区域性的"阶"级单位, 包括: (1) 华南(台地相): 延津阶、两河口阶、道保湾阶、红花园阶、大湾阶、牯牛潭阶、庙坡阶、小溪塔阶, 五峰阶; (2) 华南(斜坡–盆地相): 玉山阶、浙江阶、新厂阶、宁国阶、胡乐阶、灕江阶、石口阶; (3) 华北: 浑江阶.

这些"阶"大多数是在中国历史上实行单一地层划分时根据岩石地层单位(主要是"组", 如红花园组、宁国组)命名的, 由于岩石地层单位具有穿时性, 因此这些阶名是有局限的, 绝大多数已被摒弃. 此外, 也有部分是中国实行多重地层划分后建立的(如道保湾阶、浙江阶), 但与国际通用阶的顶、底界完全一致, 也已无实用价值, 应予弃用. 出于历史传统等原因, 目前的《中国地层表》(全国地层委员会《中国地层表》编委会, 2014)中仍然保留了其中少数几个统、阶的名称, 现予简介如下.

2.4.1 新厂阶

穆恩之(1974)根据广东台山地区的新厂组地层建立"新厂期". 后来, 张文堂等(1982)据此建立新厂阶, 自下而上包括3个笔石带: (1) *Staurograptus-Anisograptus*带, (2) *Aletograptus-Triograptus*带, (3) *Adelograptus-*

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

*Clonograptus*带. 由于新厂组地层中的含笔石层位是断续的, 而且当时确立的笔石带均以属的出现为特征, 界线比较笼统. 比如, *Staurograptus*和*Anisograptus*的最古老的化石种并不是同时出现的, 所以实际上特马豆克阶在台山地区的顶、底界线都不清楚. 汪啸风等(1996)、汪啸风(2016)建议以吉林白山(原浑江)大阳岔剖面为新厂阶的层型剖面, 底界以牙形刺*Cordylodus lindstromi*的首现为标志. 该阶在华南和华北包括的笔石带略有差异, 综合而言自下而上包括7个笔石带(张元动等, 2005): (1) *Rhabdinopora flabelliformis parabola*带, (2) *Anisograptus matanensis*带, (3) *Rhabdinopora flabelliformis anglica*带, (4) *Psigraptus jacksoni*带, (5) *Aorograptus victoriae*带, (6) *Acanthograptus sinensis*带, (7) *Hunnegraptus copiosus*带. 目前使用的《中国地层表》(全国地层委员会《中国地层表》编委会, 2014)的新厂阶顶、底界定义与国际上的特马豆克阶是一致的, 即底界以牙形刺*Iapetognathus fluctivagus*的首现为标志, 顶界则以笔石*Tetragraptus approximatus*的首现为标志.

2.4.2　道保湾阶

由曾庆銮等(1983)根据湖北宜昌黄花场附近的道保湾村的红花园组剖面建立, 底界以笔石*Adelograptus-Kiaerograptus*的消失为标志, 顶界以笔石*Corymbograptus deflexus*的首次出现为标志. 后来, Wang等(1992)和汪啸风等(1996)两次厘定该阶, 最后将底界定为牙形刺*Serratognathus*的首现(与笔石*Adelograptus–Kiaerograptus*带的顶界基本一致); 顶界为牙形刺*Baltoniodus triangularis*带的底界(与笔石*Azygograptus suecicus*带的底界接近). 由于该阶的顶、底界均由牙形刺定义, 且底界缺少定义化石物种, 因此实际上不便使用.

2.4.3　益阳阶

冯洪真等(2009)报道湖南益阳南坝剖面的奥陶系, 其中下奥陶统特马豆克阶至弗洛阶的地层基本连续, 含有中国该段地层最为完整的笔石序列. 汪啸风(2016)建议据此建立“益阳阶”, 以取代时限并不十分确切的“道保湾阶”, 作为中国奥陶系第二个区域性年代地层单位对比标准. 益阳阶的底界以笔石*Tetragraptus approximatus*的首现为标志, 与瑞典Diabasbrottet的弗洛阶金钉子剖面的界线完全一致; 顶界则与大坪阶底界一致, 即以牙形刺*Baltoniodus triangularis*的首现为标志. 由此可见, 益阳阶的定义和延限实际上与国际通用的弗洛阶完全一致, 因此中国学者大多直接使用弗洛阶.

2.4.4　玉山阶

该阶由陈旭等(Chen等, 1995)创立, 以江西玉山陈家坞剖面为层型剖面, 底界以笔石*Tetragraptus approximatus*的首现(即*T. approximatus*带之底)为标志, 顶界与达瑞威尔阶底界一致, 即*Undulograptus austrodentatus*的首现层位. 后来, 陈旭等(2000)对该阶进行了厘定, 将顶界定义为笔石带*Azygograptus suecicus*带之底. 玉山阶自下而上包括3个笔石带: (1) *Tetragraptus approximatus*带, (2) *Pendeograptus fruticosus*带, (3) *Corymbograptus deflexus*带.

2.4.5　浙江阶

该阶由陈旭等(Chen等, 1995)根据浙赣交界的“三山”地区地层创立, 自下而上包括4个笔石带: (1) *Undulograptus austrodentatus*带, (2) *Acrograptus ellesae*带, (3) *Nicholsonograptus fasciculatus*带, (4) *Didymograptus murchisoni*带. 由于该阶的时限范围与达瑞威尔阶完全一致, 而达瑞威尔阶底界的金钉子就位于“三山”地区, 因此浙江阶已属多余, 相应地层直接使用达瑞威尔阶.

2.4.6　艾家山阶

李四光、赵亚曾(Lee和Chao, 1924)在三峡地区创立艾家山统, 包括扬子贝层和宝塔石灰岩. 后来, 艾家山统的时限几经厘定, 跨度变化较大(图2). 陈旭等(Chen等, 1995)将其厘定为艾家山阶, 时限大致与英国的“卡拉道克统”相当. 根据最新的笔石地层研究结果, 该阶底界与*Nemagraptus gracilis*笔石带的底界一致, 顶界则与*Dicellograptus complanatus*笔石带的底界一致(与*Nankinolithus nankinensis*三叶虫带底界大体相当, 后者可能略低). 该阶自下而上包括笔石带(图3): (1) *Nemagraptus gracilis*带, (2) *Climacograptus bicornis*带, (3) *Diplacanthograptus caudatus*带, (4) *Diplacanthograptus spiniferus*带, (5) *Geniculograptus pygmaeus*带, (6) *Dicellograptus elegans-Orthograptus*

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

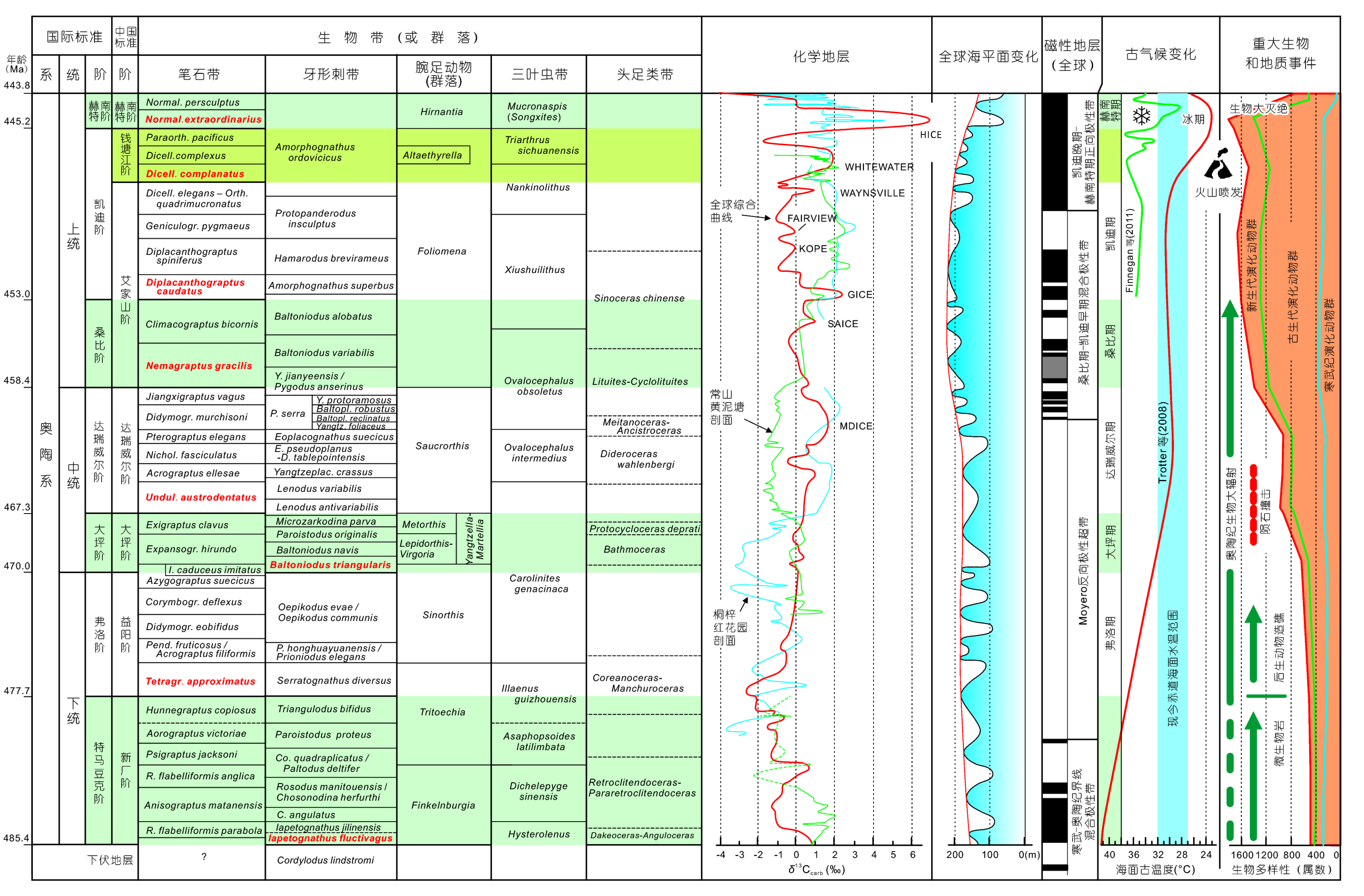


图 3　中国奥陶系综合地层对比与全球性地质事件

部分数据来源: 地质年龄, Cohen等(2013, updated 2017); 化学地层-全球综合曲线, Bergström等(2009b); 常山黄泥塘剖面和桐梓红花园剖面, Munnecke等(2011); 全球海平面, Haq和Schutter(2008); 磁性地层, Yang等(2002)、Ripperdan等(1993)、Pavlov和Gallet(2005); 古气候变化, Trotter等(2008)、Finnegan等(2011); 重大生物与地质事件和多样性曲线, Sepkoski (1995); 陨石撞击, Schmitz等(2008); 火山喷发, Huff等(1992)、汪隆武等(2015)

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

*quadrimucronatus*带.

2.4.7 钱塘江阶

卢衍豪(1959)根据浙西地区的黄泥岗组和长坞组地层建立钱塘江统, 该统在宜昌三峡地区包括临湘组和五峰组地层. 该统的时限也几经厘定, 目前底界以*Dicellograptus complanatus*笔石带的底界为标志, 顶界与赫南特阶的底界一致(图2, 参见《中国地层表》(全国地层委员会《中国地层表》编委会, 2014). 该阶自下而上包括3个笔石带: (1) *Dicellograptus complanatus*带, (2) *Dicellograptus complexus*带, (3) *Paraorthograptus pacificus*带(包括下亚带、*Tangyagraptus typicus*亚带、*Diceratograptus mirus*亚带). 该阶相当于国际标准划分的凯迪阶上部(图2).

在上述7个阶中, 新厂阶、道保湾阶、益阳阶、玉山阶和浙江阶在初创名时或几经厘定之后, 已与相应的国际通用阶的时限完全一致, 已无使用价值, 建议弃用. 艾家山阶和钱塘江阶在一定程度上反映了中国华南上奥陶统的独特地层序列特征和地质历史的阶段性, 定义也较清楚, 可以在讨论区域性地质问题时与国际阶名相结合使用.

3 综合地层与时间框架

3.1 生物地层

中国奥陶纪笔石序列基本齐全, 总体研究程度较高, 在华南、华北、塔里木、柴达木和西藏等地均可建立完整程度不同的年代地层和生物地层序列. 其中华南的序列最为完整、齐全, 因此本对比表的综合笔石序列主要根据华南的研究结果, 并结合部分其他板块的资料.

3.1.1 特马豆克阶底界

特马豆克阶底界(即下奥陶统和奥陶系底界)的“金钉子”于2000年确立于加拿大纽芬兰岛西海岸的Green Point剖面, 于2001年揭牌. 该界线的国际工作组最早成立于1974, 但实质性工作始于20世纪80年代, 当时选择界线的原则是“位于或靠近(英国)特马豆克统的底界”, 以及“应以牙形刺为主要门类, 位于漂浮笔石首现层位之下不远处”. 1992年后, 国际奥陶系分会成立了以新西兰Roger Cooper为首的新的国际界线工作组, 工作组认为过去提议的牙形刺*C. lindstromi*存在许多分类学和地层学难题, 建议用*Iapetognathus*的某个种来定义界线. 在1995年Las Vegas奥陶系大会上, 界线工作组提出3条候选剖面, 分别代表不同的沉积相: 美国犹他州Lawson Cove剖面——浅水碳酸岩相, 纽芬兰Green Point剖面——下斜坡的深水页岩夹碳酸盐岩, 中国吉林大阳岔剖面——外陆棚到上斜坡相. 1999年1月, 界线工作组表决通过了以Green Point剖面牙形刺*Iapetognathus fluctivagus*(实际上该新种于1999年才正式发表, 详见Nicoll等(1999), 表决时称*Iapetognathus* sp.1)的首现层位作为全球奥陶系的底界, 该界线位于最早的漂浮笔石首现层位之下4.8m处. 这一决议于同年9月、11月和2000年1月依次在奥陶系分会、国际地层委员会和国际地科联获得通过.

2015年, 美国密苏里州立大学James Miller提议将犹他州Lawson Cove剖面列为奥陶系底界的全球辅助层型剖面(ASSP), 获得奥陶系分会通过(Miller等, 2015). 该浅水台地相剖面在一定程度上弥补了Green Point剖面在界线之下缺少牙形刺化石的缺陷, 自下而上可以识别出*Cordylodus proavus*带、*Cordylodus intermedius*带、*Cordylodus lindstromi*带(细分上、下亚带)、*Iapetognathus*带(以*I. fluctivagus*的首现为底界)、*Cordylodus angulatus*带、*Rossodus manitouensis*带等, 其中奥陶系底界以*Iapetognathus fluctivagus*的首现层位为标志, 并与*Iapetognathus*带底界一致.

(1) *Iapetognathus fluctivagus*带/*Iapetognathus jilinensis*带(特马豆克阶底界, 牙形刺带). 从纽芬兰Green Point金钉子剖面的牙形刺分布上看, 与带化石*I. fluctivagus*同时出现的还有*Cordylodus lindstromi s. l.*, 可以为世界其他未见*I. fluctivagus*的地区提供对比参照. 此外, *Cordylodus intermedius s. l.* 和*Cordylodus prion*的首现略早于*I. fluctivagus* (相距约1.5m), *Cordylodus proavus*的首现则在*I. fluctivagus*首现层位之下约7m处(第19层砾石层之下). 从剖面的笔石分布上看, 最早的漂浮笔石*Rhabdinopora praeparabola*和*Staurograptus dichotomus*同时出现在界线之上4.8m处(第25层近底部), *R. f. parabola*则出现在略高的第26层底部, 此外在界线上下还有一些底栖固着的树形笔石类(Cooper等, 2001). 剖面尚有疑源类、几丁虫、多毛类、腕足类和放射虫等化石门类, 但其地层意义仍待明确(见Barnes, 1988; Cooper等, 2001).

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

*Iapetognathus fluctivagus*牙形刺带在中国存在难以精确识别的问题. 在宜昌等台地相地层中, 迄今尚未发现确认的*Iapetognathus fluctivagus*, 奥陶系底界大致对比到*Monocostodus sevierensis*带或*Cordylodus lindstromi*带内部(张元动等, 2005; Wang等, 2018).

在吉林白山大阳岔经典剖面, 迄今尚未发现*Iapetognathus fluctivagus*, 但产出具有相似形态特征和密切演化关系的*Iapetognathus jilinensis*(Nicoll等, 1999). 在河北唐山赵各庄剖面, *I. jilinensis*(=Nowlan和Nicoll (1995)鉴定的*Iapetognathus* n. sp. A, 后由Nicoll等(1999)命名)的首现层位被用来指示大致的奥陶系底界(王志浩等, 2014). 不过, 该种在大阳岔剖面的首现层位位于最老的漂浮笔石层位之上0.8m处(Chen等, 1988; Nowlan和Nicoll, 1995), 表明它在华北的首现层位可能略高于金钉子剖面的奥陶系底界. 自20世纪80年代以来, 中国学者传统上都是以该剖面的*Cordylodus lindstromi*的首现层位作为奥陶系底界(图4), 该界线位于最早的漂浮笔石层位之下2.23m. 大阳岔剖面属于台地边缘-上斜坡相, 与纽芬兰金钉子剖面(下斜坡相)和犹他州辅助层型剖面(台地相)不同, 兼有较为丰富的浅水和深水动物群. 目前影响大阳岔剖面成为全球参照标准的主要问题是牙形刺分类学问题, 各国专家意见不一, 缺乏共识. 近年来, 中国、德国、意大利等国专家正在对大阳岔剖面进行重新研究, 以论证是否具有比金钉子剖面更好的国际划分对比潜力(Wang, 2017).

在河北卢龙武山和山东青州, 可能存在*Iapetognathus fluctivagus*(Nicoll等, 1999; 武桂春等, 2005), 但需要更详细的分类学研究加以确认.

(2) *Rhabdinopora flabelliformis parabola*带(特马豆克阶底部笔石带). 该带以*Rhabdinopora flabelliformis parabola*的首现为标志, 在华北板块东部和华南斜坡相地层中, 该带均可识别. 在吉林大阳岔等地, 该带中除带化石外, 还含有*Rhabdinopora proparabola*(限于下部, 可能是*Rhabdinopora praeparabola*的后同义名)(Cooper等, 1998; 王海峰等, 1998). 在江西武宁等地, 在该带的底部除带化石外, 还同时出现*Rhabdinopora praeparabola*、*Staurograptus dichotomus*等(Feng和Erdtmann, 1999). 在湖南桃江, 汪啸风等(Wang和Wang, 2001)在盘家嘴组底部的*Rhabdinopora flabelliformis parabola*带之下识别出*Rhabdinopora taojiangensis*带, 有可能与加拿大奥陶系底部的*R. praeparabola*带相当, 但由于*Rhabdinopora taojiangensis*是个地方性种, 且缺少共生化石, 究竟如何对比还需进一步研究.

在中国奥陶系底界上下可识别出三叶虫*Hysterolenus*带(图3). 该带从寒武系顶部延伸到奥陶系底部的*R. f. parabola*笔石带或*I. jilinensis*牙形刺带, 分布于华南江南斜坡带、塔里木库鲁克塔格以及中天山霍城等地的深水相区(卢衍豪, 1983; 倪寓南等, 2001). 该带的组成分子包括*Amzasskiella*、*Hysterolenus*、*Onchonotellus*、*Onychopyge*、*Palaeoharpes*、*Pharostomina*、*Protarchaegonus*、*Proteuloma*和*Rhadinopleura*等(Zhou和Zhen, 2008).

在特马豆克阶顶部到弗洛阶下部, 即在扬子区的红花园组和华北的亮甲山组等地层中, 发育头足类*Coreanoceras-Manchuroceras*组合, 以*Manchuroceras*、*Coreanoceras*的富集为特征, 伴有*Cyrtovaginoceras*、*Proterocameroceras*、*Belemnoceras*、*Kerkoceras*、*Pharkoceras*和*Eothinoceras*等(Chen等, 1995).

3.1.2 弗洛阶底界

弗洛阶底界的金钉子位于瑞典西南部的西哥特兰省的Diabasbrottet采石场剖面, 以笔石*Tetragraptus approximatus*的首现层位为标志(Bergström等, 2004). 该剖面的优点是笔石和牙形刺均较丰富, 剖面出露好, 代表外陆棚沉积环境, 无沉积间断. 其缺点是在界线之下未见笔石, 因此无法建立关于定义物种的连续演化序列.

中国的弗洛阶底界在贵州三都、陕西紫阳、湖南益阳、江西玉山, 乃至西藏等地的斜坡相地层中均可识别. 带内除带化石较丰富外, 还常见*Adelograptus simplex*、*A. robustus, Clonograptus* sp., 和*Tetragraptus dubius*、*T. lavalensis*、*T. acclinatus*、*T. exiguous*、*T. minor*、*T. pacificus*、*T. quebecensis*, 以及*T. quadribrachiatus*等, *Acrograptus pusillus*和*Acr. sinensis*也在该带上部首次出现. 在扬子区台地相地层中, 该界线位于碳酸盐相的红花园组内, 以牙形刺*Serratognathus diversus*的首现为标志(Zhen等, 2009a). 在华北奥陶系中, 均未发现笔石*Tetragraptus approximatus*, 因此要准确识别该界线有难度, 通常以牙形刺*Serratognathus bilobatus*的首现层位为标志(安太庠等, 1983; 安太庠和郑昭昌, 1990; Zhen和Nicoll, 2009), 位于亮甲山组下部. 在

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

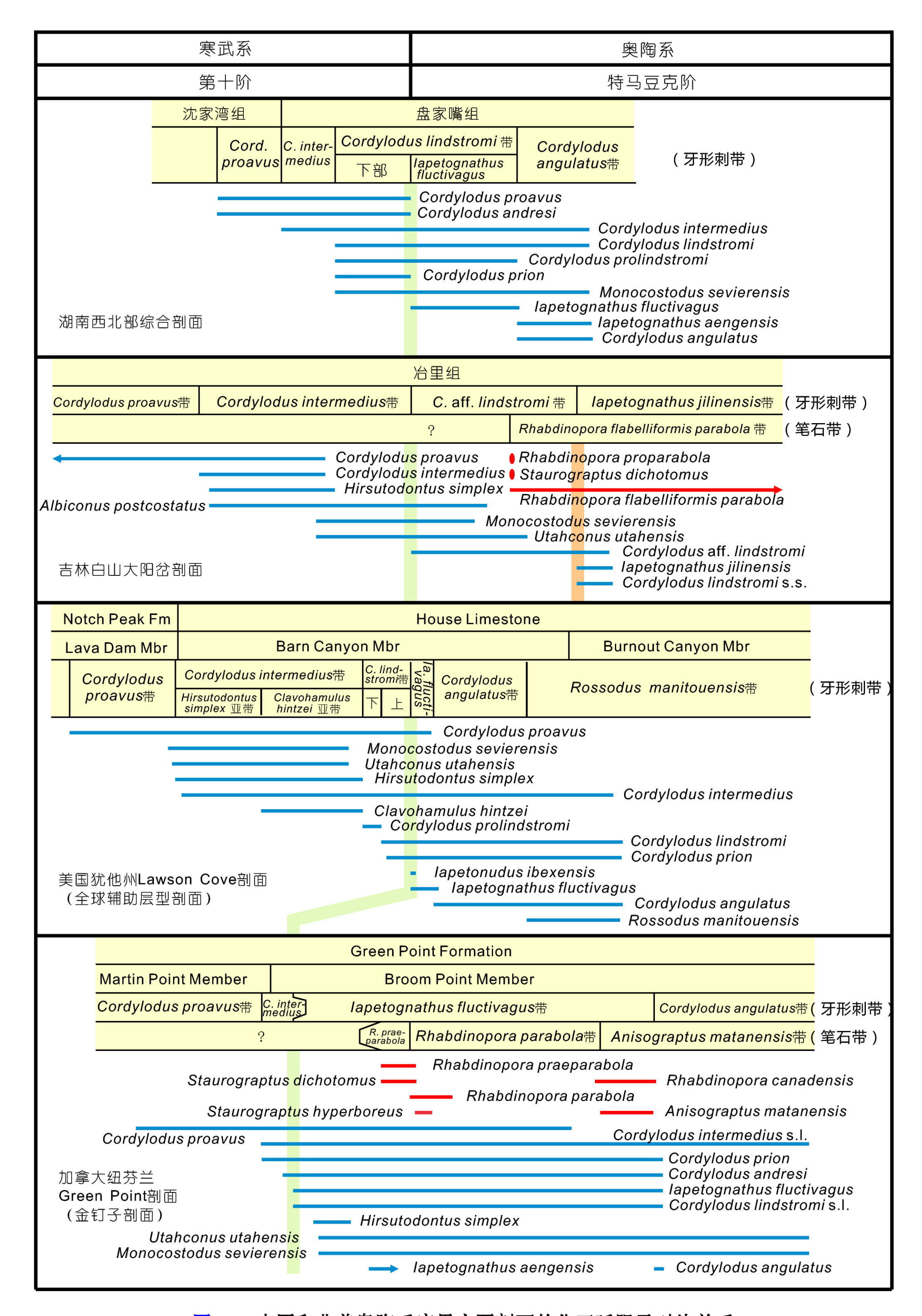


图 4　中国和北美奥陶系底界主要剖面的化石延限及对比关系

数据来源: 湘西北综合剖面, Dong等(2004)、Dong和Zhang(2017); 吉林大阳岔剖面, Chen等(1988)、Nowlan和Nicoll(1995); 美国Lawson Cove剖面, Miller等(2014, 2015); 加拿大Green Point剖面, Nicoll等(1999)和Cooper等(2001). 浅黄绿色粗线条指示奥陶系底界

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

河北唐山赵各庄剖面, *S. bilobatus*带底界位于亮甲山组底界之上约83m的一套灰色厚层白云岩中(Zhou等, 1984). 通过牙形刺*S. bilobatus*, 也可以将该界线对比到澳大利亚西部Canning盆地的地层中(Zhen和Nicoll, 2009). 在新疆霍城果子沟剖面, 新二台组中含丰富笔石动物群, 可识别出*T. approximatus*带(许杰和黄枝高, 1979).

华南弗洛期发育一个极具地方特色的的腕足动物群——*Sinorthis*(中华正形贝)动物群(图3). 它的出现和繁盛标志着华南奥陶纪腕足动物辐射第一次高潮的到来. 除*Sinorthis*外, 该动物群还包括*Xinanorthis*、*Desmorthis*、*Euorthisina*、*Leptella*、*Nereidella*、*Nocturnellia*、*Nothorthis*、*Paralenorthis*、*Tarfaya*、*Pseudoporambonites*和*Yangtzeella*等. 在扬子区, 特别是在上扬子区中部(如黔北、川南、渝南、鄂西等地), 该动物群广泛分布, 产出地层包括湄潭组中下部、大湾组中下部及其同期地层.

3.1.3 大坪阶底界

大坪阶底界的金钉子于2007年确立于湖北宜昌黄花场剖面, 以牙形刺*Baltoniodus triangularis*的首现层位为标志, 点位在大湾组下段内部, 位于该组底界之上10.57m处, 同时位于牙形刺*Microzarkodina flabellum*首现层位之下0.2m处(Wang等, 2009). 剖面保存有较好的牙形刺*Baltoniodus* cf. *triangularis*-*Baltoniodus triangularis*-*Baltoniodus navis*谱系演化记录. 界线上下数米内含有一些笔石, 属于*Azygograptus suecicus*带, 可分为上、下两部分, 二者之间的界线与金钉子点位基本一致. *A. suecicus*带下部含有*Azygograptus suecicus*、*A. eivionicus*和*Phyllograptus anna*; 上部含有*Azygograptus ellesi*、*A. suecicus*、*Xiphograptus svalbardensis*、*Pseudotrigonograptus* sp.和*Tetragraptus* sp.(Wang等, 2009; Cooper和Sadler, 2012). 此外, 金钉子点位也与几丁虫*Belonechitina henryi*带的底界基本一致.

在浙赣交界的"三山"地区, 迄今未发现牙形刺*Baltoniodus triangularis*, 但相应层段的牙形刺组合特点指示大坪阶底界位于宁国组黄泥塘段内, 处于笔石带*Isograptus caduceus imitatus*带(*A. suecicus*带之上)底部1.8m地层内的某个层位(Chen等, 2009). 因此, 对比到宜昌等台地相地层, "三山"地区的*Azygograptus suecicus*带+*Isograptus caduceus imitatus*带可能大致相当于宜昌的*Azygograptus suecicus*带, 说明不同地区*Azygograptus suecicus*带的顶界并不一致. 大坪阶的笔石以等称笔石类(Isograptids)及其衍生类型(如*Procardiograptus*、*Cardiograptus*、*Proncograptus*、*Oncograptus*和*Exigraptus*等)的繁盛为特征, 根据这些类群的演化关系, 在深水相地层中可以自下而上进一步细分出不同的笔石带. 在北欧、北美、澳大利亚和中国新疆(库鲁克塔格)等地, 该界线大致对比到*Isograptus victoriae victoriae*笔石带之底(Wang等, 2009; 陈旭等, 2012).

中国大坪阶底界在华南可较好识别, 但在其他地区通常需要结合其他化石门类的生物地层及化学地层学的分析研究加以确定(Zhang等, 2011). 在北欧和俄罗斯西北部, *Baltoniodus triangularis*带可直接识别, 在美国中大陆地区和南美阿根廷等地, 则大体相当于牙形刺*Tripodus laevis*带的底界(Wang等, 2009).

中国大坪阶产出重要的*Yangtzeella*-*Martellia*腕足动物群落, 在湖北宜昌地区尤为特征, 以*Yangtzeella*大量繁盛为特色, 同时包括*Nereidella*、*Lepidorthis*、*Pseudomimella*等, 指示正常浅海和灰泥质海底底域环境(图3). 该群落在华南主要分布于大湾组发育的地区. 除华南外, 该群落还见于中国云南西部及缅甸(属掸泰板块)、土耳其及哈萨克斯坦等地, 但产出时代都较华南晚, 为中奥陶世晚期(达瑞威尔期).

3.1.4 达瑞威尔阶底界

达瑞威尔阶底界"金钉子"于1997年确立于浙江常山黄泥塘剖面, 以笔石*Undulograptus austrodentatus*的首现层位(即*U. austrodentatus*带底界)为标志, 位于宁国组第四段内, 距该组底界之上30.43m, 与第12岩性层之底及化石层AEP184之底一致(Mitchell等, 1997; 陈旭等, 1998; 张元动等, 2008). 黄泥塘剖面宁国组从下而上可以识别出下列连续笔石带: *Corymbograptus deflexus*带、*Azygograptus suecicus*带、*Isograptus caduceus imitatus*带、*Exigraptus clavus*带、*Undulograptus austrodentatus*带、*Acrograptus ellesae*带(Chen等, 2006b; Zhang等, 2007).

在金钉子剖面上, 与*U. austrodentatus*几乎同时出现的还有笔石*Arienigraptus zhejiangensis*和*Cardiograptus giganteus*, 前者被用来定义*U. austrodentatus*带的下亚带. 在该界线之下附近首现的还有笔石*Cardiograptus amplus*、*C. ordovicicus*、*Procardiograptus*

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

*uniformis*和*U. sinodentatus*等, 在该界线之上附近首现的笔石有*Glossograptus acanthus*、*Undulograptus formosus*和*Arienigraptus jiangxiensis*等.

近年来关于*U. austrodentatus*的系统发育关系研究表明, 它可能起源于深水型笔石*Pseudisograptus*(假等称笔石)(Mitchell等, 1995; Fortey等, 2005), 并经由*Exigraptus clavus*和*Undulograptus sinodentatus*演化而来(Zhang和Chen, 2007). *U. austrodentatus*是生活在海洋表层水的浮游类型, 广见于澳大利亚、新西兰、北美洲、欧洲、南美、蒙古、哈萨克斯坦和中国其他地区(Mitchell等, 1997).

在扬子区中部, 达瑞威尔阶底界位于大湾组近顶部, 与*U. austrodentatus*带底界一致(Chen等, 2001; 骆天天和张元动, 2008), 同时大致对应于牙形刺*Lenodus antivariabilis*带(该带化石首先在中国发现, 后来在欧洲波罗的海地区发现, 可用于国际对比). 在上扬子区, 在湄潭组近顶部也有*U. austrodentatus*, 界线容易识别(Zhang和Chen, 2003). 在新疆库鲁克塔格地区, *U. austrodentatus*带位于黑土凹组顶部, 比放射虫*Tetrasphaera kuruktagensis*带略高(王玉净等, 2008; 陈旭等, 2012). 在整个华北板块, 迄今未见*U. austrodentatus*, 过去对达瑞威尔阶底界的识别主要靠牙形刺生物地层, 通常置于北庵庄组(原下马家沟组)近顶部. 但是, 最近通过对华北中奥陶统牙形刺的重新研究表明, 北庵庄组时代为达瑞威尔早-中期, 因此整个华北可能缺失大坪阶至达瑞威尔阶底部地层, 即在亮甲山组(或三山子组)与北庵庄组之间有大量地层缺失(Zhen等, 2016; 王志浩等, 2016; 图5).

华南台地相的达瑞威尔阶发育独具特色的*Saucrorthis*腕足动物群. 该动物群广见于扬子区的十字铺组、大沙坝组、牯牛潭组等. 这些地层除大量发育*Saucrorthis*外, 还常见*Parisorthis*、*Orthambonites*、*Nothorthis*、*Dolerorthis*、*Protoskenidioides*、*Phragmorthis*、*Aegironetes*、*Leptestia*、*Leptellina*、*Calyptolepta*、*Bellimurina*和*Yangtzeella*等. 在华南以外, *Saucrorthis*动物群迄今仅见于掸泰板块稍晚一些(达瑞威尔晚期–桑比早期)的地层(Cocks和Zhan, 1998), 以及伊朗北部山区的中奥陶世晚期地层(Popov等, 2016).

3.1.5　桑比阶底界

桑比阶底界的"金钉子"位于瑞典南部斯堪尼亚省的Fågelsång剖面, 以全球性广布的笔石种*Nemagraptus gracilis*的首现层位(即*Nemagraptus gracilis*带底界)为标志, 位于一套称为"*Dicellograptus* Shale"的页岩地层内, 在"Fågelsång磷矿层"之下1.4m处(Bergström等, 2000). 在"金钉子"界线之下不远处有笔石*Jiangxigraptus vagus*、*J. intortus*、*Dicellograptus geniculatus*、*Dicranograptus irregularis*和*Nemagraptus subtilis*等种首次出现, 在界线之上附近有*Jiangxigraptus sextans*、*J. exilis*、*Hallograptus mucronatus*和*Crynoides curtus*等重要笔石属种首次出现. 因此, 通过*N. gracilis*或界线附近其他笔石种的首次出现, 可以将该界线较精确地对比到全球各地, 如华南宜昌地区(Chen等, 2011)、浙赣交界"三山"地区(Chen等, 2006b)、华北鄂尔多斯、塔里木西北(Chen等, 2016)、美国阿巴拉契亚地区(Finney等, 1996)、南美洲前科迪勒拉地体等(Ortega等, 2008).

Bergström(2007)对Fågelsång剖面"金钉子"界线上下的牙形刺地层进行了详细研究, 自下而上识别出*Pygodus serra*带(*Eoplacognathus lindstroemi*亚带)、*Pygodus anserinus*带(顶部含*Amorphognathus inaequalis*亚带)和*Amorphognathus tvaerensis*带(*Baltoniodus variabilis*亚带), 并明确指出桑比阶底界位于*P. anserinus*带中部, 非常靠近*Amorphognathus inaequalis*亚带的底界. 该界线在中国华南(Chen等, 2011)、华北西缘(Wang等, 2013; Bergström等, 2016)和塔里木(Zhen等, 2011)等地, 可根据牙形刺和笔石序列进行较精确识别(图5).

3.1.6　凯迪阶底界

凯迪阶底界"金钉子"位于美国俄克拉荷马州的Black Knob Ridge剖面, 以笔石*Diplacanthograptus caudatus* 的首现层位为标志, 该点位位于剖面Bigfork Chert(组)底界之上4m处, 在该点位上下首现的还有笔石*Orthograptus quadrimucronatus*、*O. pageanus*、*Crynoides americanus*和*Neurograptus margaritatus*. 在Bigfork Chert(组)底界之上9.8m处, 笔石*Diplacanthograptus spiniferus*首现, 在52.5m处笔石*Climacograptus tubuliferus*首现, 这些都是凯迪阶的主要标准化石(Goldman等, 2007). Bigfork Chert(组)之下的Womble组顶部属于牙形刺*Baltoniodus alobatus*亚带(*Amorphognathus tvaerensis*带)(Goldman等, 2007). 因此笔石

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

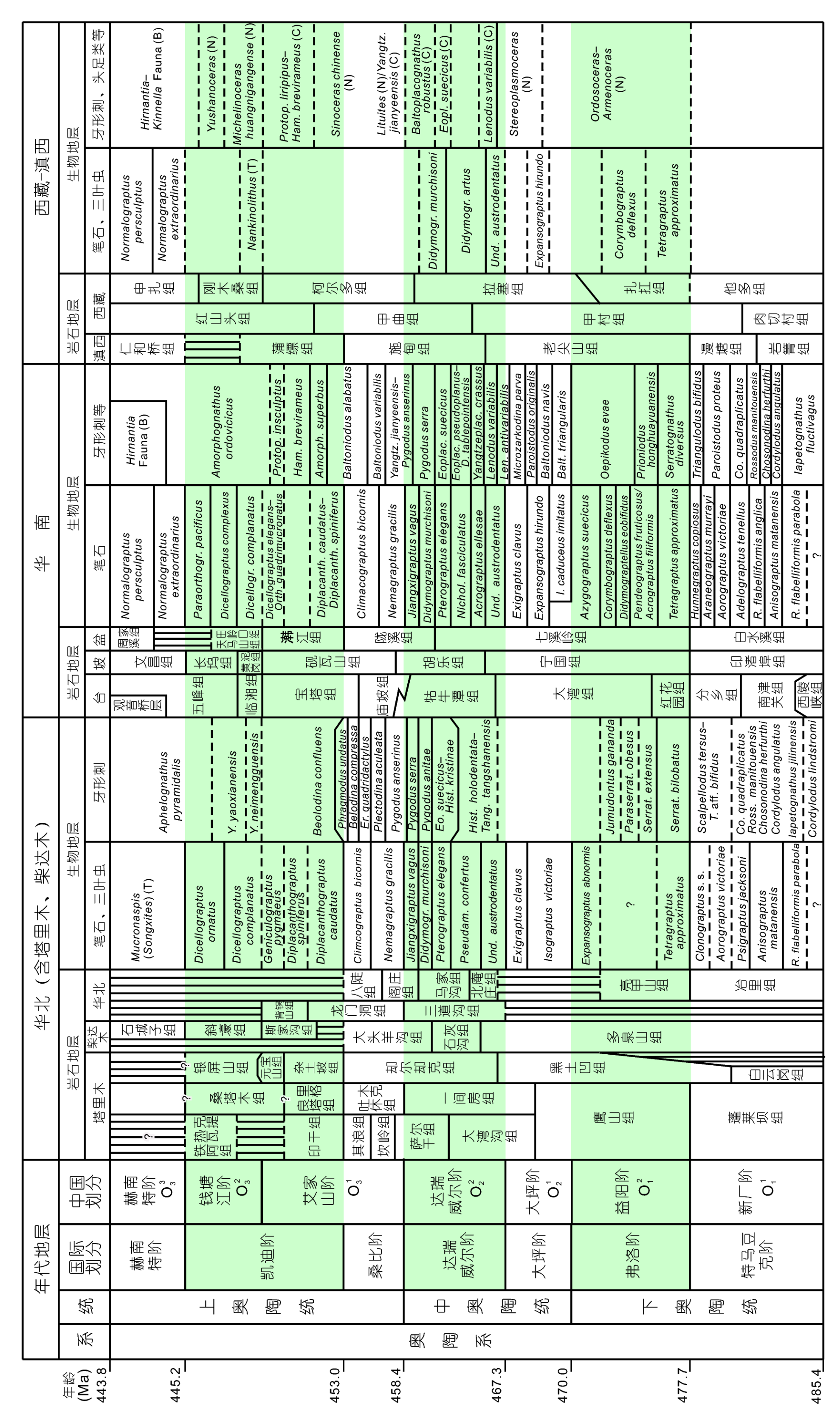


图 5 中国主要块体奥陶系的对比

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

和牙形刺序列均可作全球对比.

该界线在中国不易确定. 迄今为止, 中国可准确识别该界线的地区和剖面仅有3处: (1) 陕西陇县龙门洞剖面(Chen等, 2016), (2) 湖南祁东双家口剖面(刘义仁和傅汉英, 1989a, 1989b), (3) 新疆柯坪大湾沟剖面(Chen等, 2000; Zhang和Munnecke, 2016). 在陇县龙门洞剖面, 笔石*Diplacanthograptus caudatus*(Lapworth)与*Dicellograptus angulatus* Elles and Wood, *D. pumilus* Lapworth等同时首现于龙门洞组近顶部(南古所样品号AFC150), 在界线之下数十米见有笔石*Orthograptus apiculatus*首现(AFC143), 在界线之上数米处见*Amplexograptus praetypicalis* Riva. 在柯坪大湾沟剖面, 该界线位于印干组底部(Chen等, 2000). 湖南祁东双家口剖面为深水盆地相地层, 该界线位于白马冲组顶部的黑色页岩或其上伏的双家口组底部黑色硅质岩中(刘义仁和傅汉英, 1989a, 1989b).

但是, 在华南台地相和斜坡相地层中, 该界线位于一套碳酸盐岩内部, 主要靠牙形刺加以识别. 比如, 在扬子区该界线位于宝塔组下部(Chen等, 2011), 在浙西地区位于砚瓦山组下部(Zhen等, 2009b), 相当于牙形刺*Baltoniodus alobatus*带上部或*Amorphognathus superbus*带底部(Bergström等, 2016). 在华北台地相地层中, 该界线地层大多因为"怀远运动"(第二幕, 见Zhen等, 2016)而缺失, 只在板块西部台地边缘和斜坡相区有记录, 如陕西陇县龙门洞组、陕西耀县、富平等地耀县组(或泾河组), 界线位于笔石*Diplacanthograptus caudatus*带底界或牙形刺*Belodina confluens*带底界(Zhen等, 2016; 陈旭等, 2017; 王志浩等, 2017; 图5). 在塔里木的巴楚地区(台地相), 该界线大致位于吐木休克组-良里塔格组之间的界线附近(Zhang和Munnecke, 2016).

华南凯迪阶下部发育独特的头足类组合——*Sinoceras chinense*带. 该带除带化石特别繁盛外, 还常见*Michelinoceras*、*Richardsonoceras*、*Eosomichelinoceras*、*Ancistroceras*和*Cyclolituites*等(曾庆銮等, 1987; 图3).

凯迪早期在扬子区西北缘和江南斜坡带发育*Xiushuilithus*三叶虫动物群, 可建立*Xiushuilithus*带(卢衍豪等, 1976). 该带以*Cyclopyge recurva* Lu、*Ovalocephalus yangtzeensis* (Lu)、*Paraphillipsinella nanjingensis* Lu、*Parisoceraurus sinicus* (Lu)、*Remopleurides amphitryonoides* Lu、 *Stenoblepharum dactylum* (Xia)和*Xiushuilithus*等三叶虫为特征, 与*Climacograptus wilsoni*笔石带向上至*Geniculograptus pygmaeus*笔石带大致相当(Chen等, 2003), *Xiushuilithus*带的三叶虫在塔里木柯坪以及华北鄂尔多斯环县地区同期地层中也有分布(Zhou和Zhen, 2008). 在扬子台地中央的宜昌地区, 周志强等(2005)根据宝塔组三叶虫建立了4个凯迪早期三叶虫带(自下而上): *Pentacopyge puxiheensis*间隔带、*Hexacopyge yichangensis*间隔带、*Remopleurides amphitryonoides*延限带和*Dislobosaspis guizhouensis*延限带, 其中*P. puxiheensis*带底界与凯迪阶底界大致相当.

凯迪阶上部地层在扬子区和江南区可识别三叶虫*Nankinolithus*带(图3), 见于临湘组、涧草沟组、黄泥岗组等, 组成分子包括*Amphitryon zhejiangensis* Ju、*Cyclopyge rotundata* Lu、*Nankinolithus*、*Ovalocephalus decorosus* (Lu)、*Phillipsinella tangtouensis* Lu and Zhou、*Shumardia aculeata* Lu和 *Sinocybele gaoluoensis* Zhou等(周志强等, 2005). 带化石和类似的三叶虫在塔里木库鲁克塔格以及华北鄂尔多斯环县地区均有报道.

3.1.7　赫南特阶底界

赫南特阶底界的"金钉子"位于湖北宜昌王家湾北剖面, 界线以笔石*Normalograptus extraordinarius*的首现层位(即*Normalograptus extraordinarius*带底界)为标志, 位于该剖面的五峰组观音桥层底界之下0.39m处(五峰组黑色页岩近顶部)(Chen等, 2006a; 陈旭等, 2006). *Normalograptus extraordinarius*带之下为*Paraorthograptus pacificus*笔石带的*Diceratograptus mirus*亚带, 之上为*Normalograptus persculptus*笔石带. 在该界线附近, 与带化石同时首现的笔石有*Normalograptus mirneyensis*等, 在界线之下首现的有*Normalograptus laciniosus*、*N. miserabilis*、*N. ojsuensis*、*Paraorthograptus tenuis*和*Appendispinograptus fibratus*等种, 在界线之上首现的笔石仅有*Paraorthograptus uniformis*等(Chen等, 2006a). 该金钉子界线对揭示赫南特期发生的冈瓦纳冰期事件、全球性海平面下降和生物大灭绝事件的发生时间和过程具有重要的标尺意义.

由于该界线与赫南特冰期事件的发生及凉水型赫南特贝动物群的产生具有密切关系, 因此常用赫南特贝动物群的出现来加以确定界线. 赫南特贝动物群含

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

有常见的*Hirnantia*、*Hindella*、*Eostropheodonta*、*Paromalomena*、*Kinella*、*Aegiromena*、*Leptaena*和*Plectothyrella*等腕足动物属种，以及三叶虫*Mucronaspis*(*Songxites*)(过去普遍定为*Dalmanitina*, 参见Zhou等, 2011)等，常见于湖北、贵州等浅水台地相地层(Rong等, 2002). 此外，在相对深水区域，如浙江余杭等地，也发育一套同时期或略晚(赫南特末期)的*Leangella*-*Mucronaspis*(*Songxites*)动物组合，包括*Leangella*、*Aegiromena*、*Aegiromenella*、*Skenidioides*、*Dolerorthis*、*Paracraniops*和三叶虫*Mucronaspis* (*Songxites*) (Rong等, 2008).

在扬子区、江南区和滇西地区，赫南特阶底界均可直接通过笔石和共生的腕足动物群来识别，在珠江区缺少腕足动物化石，需要根据笔石组合加以识别. 华北板块和塔里木板块该段地层普遍不发育或缺失(陈旭等, 2012; Zhang和Munnecke, 2016).

3.2　地质年龄

中国奥陶系的同位素地质年龄极为稀缺，与中国奥陶系斑脱岩层较少和认识不足有关. 目前中国各阶底界的地质年龄主要参照国际地层委员会(ICS)编制的国际地层表(International Stratigraphic Chart, http://www.stratigraphy.org/ICSChart)标示的同位素年龄. 这些年龄主要根据Tucker和McKerrow(1995)采纳的锆石U-Pb年龄及少量^{40}Ar/^{39}Ar和Sm-Nd(钐-钕)年龄. 他们以高精度和生物地层限定为原则，共采纳了11个地质年龄，时代范围从达瑞威尔期到志留纪初. 在之后系列*Geological Time Scale*版本中，这些年龄有所调整，并补充了部分新的年龄. 目前的奥陶系同位素年龄共有16个，主要来自北美、阿根廷、北欧等地的锆石年龄，这些年龄主要分布在中、上奥陶统，而下奥陶统非常稀少(Cooper和Sadler, 2012). 最近，Normore等(2018a, 2018b)在西澳Canning盆地的下奥陶统发现7层斑脱岩,利用CA-IDTIMS获得7个同位素年龄值(特马豆克阶1个、弗洛阶6个)，精度达±0.1~0.2Ma，极大地改善了全球下奥陶统缺少绝对年龄值的局面.

中国奥陶系斑脱岩主要为钾型，并多数集中在凯迪晚期-赫南特期, 其他时间段非常零星而且单层非常薄. 胡艳华等(2008)根据采自湖北宜昌王家湾观音桥层顶部的斑脱岩锆石进行了离子探针(SHRIMP II)地质年代测试，获得(443.2±1.6)Ma的年龄，这与目前国际地层委员会利用插值法获得的奥陶系-志留系界线年龄((443.8±1.5)Ma, ICS Chart 2017/2)相当一致, 可以较好地限定该条界线以及奥陶纪末赫南特期发生的冈瓦纳大陆冰盖扩增、全球性海平面下降和生物大灭绝事件.

吴素娟等(2014)对陕西富平赵老峪剖面赵老峪组的凝灰岩夹层进行了分析，通过精确的SHRIMP锆石U-Pb同位素测年，获得了(453.2±6.9)Ma的年龄，虽然精度不高，但指示了赵老峪组与平凉组、背锅山组大体相当的对比关系.

最近，汪隆武等(2015)在浙江安吉杭垓地区的上奥陶统黄泥岗组和长坞组中发现数十层钾型斑脱岩层, 通过对其中锆石的SHRIMP测年, 获得一批同位素年龄(453±4)~(444.7±3.3)Ma，其中黄泥岗组中部样品(K1)的加权年龄为(453±4)Ma，长坞组第一/二段界线上的样品(K7)年龄为(449±3)Ma, 为确定中国凯迪阶上部地层的绝对年龄和对比提供了重要依据.

张宏福和杨岳衡(2007)在华北板块的辽宁复县和山东蒙阴的金伯利岩中测得中奥陶世年龄——(465±2)Ma，该金伯利岩最新层位穿切到中奥陶世的马家沟组灰岩中，因此为间接确定华北马家沟组灰岩的绝对年龄提供了新的思路.

3.3　化学地层

近10余年来，中国奥陶系的化学地层学研究工作取得了可喜的进展. 在20世纪80~90年代, 专家从古环境研究的角度，在塔里木和华北部分地层剖面开展了奥陶系地球化学分析, 具有开拓性意义. 其中, 在塔里木大湾沟剖面初步建立了中-上奥陶统的碳、氧同位素记录和演化曲线, 较好地呈现了后来称为GICE(Guttenberg Isotope Carbon Excursion)的正漂移事件(王宗哲和杨杰东, 1994)；在吉林大阳岔剖面，获得了寒武系-奥陶系界线地层的稀土元素地球化学数据, 用于古环境分析(Chen等, 1988).

将同位素地球化学研究作为中国奥陶纪地层划分对比的一个重要手段始于本世纪初. 陈旭与国外专家首先发表中国奥陶系宝塔组的碳同位素记录曲线，并与美国进行了详细对比，识别出GICE正漂移事件(Young等, 2008). Bergström等(2009a, 2009b)发表了关于华南宝塔组和砚瓦山组的详细碳同位素记录曲线, 并与世界其他主要地区的数据相结合，形成了全球奥

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

陶系的第一条综合碳同位素曲线，成为许多学者的主要参照．Fan等(2009)发表了湖北宜昌王家湾小河边剖面的凯迪晚期-志留纪初的有机碳同位素演化曲线，识别出赫南特正漂移事件(HICE)．随后，Zhang T G等(2009，2010)发表了基于华南剖面的、关于奥陶纪末生物大灭绝事件的碳和硫同位素研究，以及针对奥陶纪气候变冷和生物大辐射事件的碳同位素演化曲线．

Munnecke等(2011)根据华南11条奥陶系剖面，首次获得从台地相到斜坡相的、贯穿奥陶系的碳同位素曲线(图3)，并据此揭示了若干个潜在的地层间断和缺失事件，成为华南碳同位素化学地层研究的重要参照(如涂珅等，2012；Ma等，2015)．Zhang和Munnecke (2016)根据塔里木盆地9条剖面，首次获得了贯穿塔里木奥陶系的、具有精确生物地层约束的碳同位素曲线．塔里木的奥陶系碳同位素曲线与华南及全球综合曲线总体上是可以对比的．

华南的奥陶纪地层序列较完整，生物地层控制较精细，因而其碳同位素曲线具有代表性．从整个奥陶系来看，华南曲线具有如下特点: (1) 早奥陶世-中奥陶世大坪期表现为低负值波动，未见显著的正漂移事件，因此地层划分对比作用有限；(2) 中奥陶世达瑞威尔期-奥陶纪末，以正值为主，期间存在多次正漂移事件，包括晚奥陶世凯迪早期的GICE事件、赫南特期的HICE事件；(3) 达瑞威尔中期的正漂移事件记录不完整或缺失，在扬子区多条剖面上只能识别出正漂移曲线的部分上升段，指示可能存在广泛的地层缺失(Schmitz等，2010；Ma等，2015)；(4) 凯迪早期的正漂移事件在华南台地相和斜坡相地层中普遍存在，但基于精确的牙形刺和笔石生物地层对比显示，其中主要的正漂移部分明显晚于美国等地的GICE事件，且延续的时限长得多(图3)；(5) 华南在赫南特初期存在一次较明显的正漂移事件，对应于世界其他地区的HICE事件，但漂移幅度较小，且存在截切现象；此次正漂移之后存在一次显著的负漂移事件，之后回归背景值．最近，Mauviel等(2016)在加拿大Anticosti岛发现赫南特期存在两幕式的碳同位素正漂移，其中赫南特初期的正漂移较为低缓，而赫南特末期存在一次更大规模的、急剧的正漂移，认为赫南特末期事件才是赫南特冰期事件的主幕．这种赫南特期碳同位素的二幕式正漂移样式尚未在中国得到证实，或因为相应地层厚度太小而被忽视，或因这段记录被截切而未保存，值得中国学者高度重视．

3.4　磁性地层

中国奥陶系的磁性地层学工作极为薄弱，可能由于地层年代较老并经历过多次构造运动，导致磁性较乱，工作难以开展．迄今为止，该项研究工作主要限于磁极性研究，且限于华北板块，其他诸如磁化率、频率磁化率、等温剩磁参数及比值、非磁滞剩磁参数的研究均尚待开展，或已有初步成果尚待发表．

Ripperdan等(1993)对吉林白山大阳岔的寒武系-奥陶系界线地层剖面进行了古地磁研究，根据剖面的牙形刺序列和碳同位素演化曲线，初步建立了小阳桥剖面和上剖面的磁极性序列，在寒武系顶部的*Cambrooistodus minutus*带识别出正向极性，在*Cordylodus proavus*带、*C. intermedius*带和*C. lindstromi*带(底部)识别出反向极性，在奥陶系底部的*C. lindstromi*带(大部分)及*Chosonodina herfurthi*带识别出正向极性，巧合的是奥陶系底界(即*C. lindstromi*带之底)附近的反向-正向的转变恰好与漂浮笔石的首现层位一致(图3)．

杨振宇等(杨振宇等，1998；Yang等，2002)对河北唐山赵阁庄的东域山和长山寒武系-奥陶系过渡地层剖面(冶里组、亮甲山组)进行了磁极性研究，识别出多次正、反极性期，通过与牙形刺生物地层的对比，形成了较为精确的早奥陶世特马豆克期-弗洛期(早期)的磁极性序列．该研究还表明，亮甲山组具有单一的反向磁极性特征，可与早些时候在河南焦作相应层位获得的研究结果对照(杨振宇等，1997)．

Pavlov和Gallet(2005)通过对澳大利亚、西伯利亚、中国等地的奥陶纪地层磁极性研究结果的对比，识别出早奥陶世晚期至中奥陶世长达20Ma的“Moyero反向极性超带”(名称源自西伯利亚地层剖面)，通过与生物地层研究结果的对照，该反向极性超带的时限为特马豆克晚期-达瑞威尔末期(图3)．

从达瑞威尔末期至凯迪中期为“桑比期-凯迪早期混合极性带”，表现为正、反磁极性较为频繁的交替变化(Pavlov和Gallet，2005)．从凯迪晚期到奥陶纪末，表现为单一的正向磁极性——“凯迪晚期-赫南特期正向极性带”(Pavlov和Gallet，2005；Cooper和Sadler，2012)．

Yang等(2004)根据华南和澳大利亚在新元古代-早古生代期间(750~380Ma)极为相似的古地磁极移曲线，认为两个块体者在该期间长期处于毗邻关系，并位

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

于南半球低纬度地区. 最近韩志锐等人(Han等, 2015)对四川旺苍的上奥陶统宝塔组开展了古地磁研究, 结果表明该产地在晚奥陶世处于19.5°S位置, 从而为华南板块的奥陶纪古地理重建提供了新的数据. 王洪浩等(2016)对辽宁复县和山东蒙阴等地穿切马家沟组的金伯利岩(约465Ma)开展古地磁学分析, 提出当时华北处于16.6°~19.1°S的古地理位置.

奥陶纪磁极性地层单位的时代约束精度相对较低, 还有待进一步工作. 中国除了奥陶纪底部地层做过一些工作外, 其他层段的研究尚未开展.

3.5 重大生物和地质事件

奥陶纪是一个生物和地质事件多发的时期. 奥陶纪生物大辐射事件对寒武纪形成的海洋生态系统进行了彻底革新, 其辐射规模是寒武纪后生动物的3倍多, 速率是中生代生物辐射的4倍以上, 其中古生代演化动物群的多样性在"科"级水平上急速增长了700% (Sepkoski和Sheehan, 1983; Sepkoski, 1995; Miller, 2003). 这次辐射事件的实质性爆发可能是从弗洛期开始的, 并一直延续到晚奥陶世(图3), 表型为滤食生物大量涌现、摄食生态分层增强、生物共生关系占主导等基本特征(张元动等, 2009). 但是, 近年来的研究表明, 这次辐射的起源和早期过程可能在寒武纪晚期就已开始, 特别是一些浮游生物(如几丁虫、放射虫、笔石等)和游泳生物(头足类)的爆发要远早于底栖生物(Servais等, 2008, 2016).

在早奥陶世晚期, 还发生了微生物岩消失(直到三叠纪初才再次出现)、后生动物礁出现的重大转折事件, 显示了环境变化与底栖生物大爆发之间的密切耦合关系(Liu, 2009). 这次转折事件发生在特马豆克期-弗洛期的过渡期, 在华南扬子区对应于广布的红花园组. 之后, 在大坪晚期-达瑞威尔早期, 在北欧瑞典等地发生了较大规模的陨石撞击事件(Schmitz等, 2008), 在华南也有铬铁矿和锇元素的富集现象, 但该撞击事件的规模、范围和影响, 特别是关于是否激发了奥陶纪生物大辐射存在争议, 还有待进一步研究(图3).

有专家认为, 奥陶纪或许是显生宙以来全球海平面最高的时期, 甚至高于白垩纪的海平面(Munnecke等, 2010). Haq和Schutter(2008)根据层序地层研究分析得出, 从寒武纪以来海平面持续上升, 到晚奥陶世早期达到高峰, 累计上升了200多米. 有一种观点认为, 海平面的大幅度上升会形成更为广阔的陆表海, 从而造就更多的生态域, 有利于促进生物多样性的激增. 对奥陶纪的气候变化存在2种相反的观点, 一是认为奥陶纪存在超级地幔柱, 是个大温室期(Barnes, 2004); 另一种观点认为, 根据化石壳体的氧同位素分析结果, 从奥陶纪初开始, 发生持续降温过程, 这一气候变凉事件可能是触发生物大辐射的主要因素(Trotter等, 2008; 图3).

在凯迪阶上部, 中国华南广大地区出现了许多斑脱岩层(Su等, 2009), 其中在浙西北地区的黄泥岗组和长坞组中多达47层(汪隆武等, 2015), 显示当时频繁发生火山喷发事件. 北美的晚奥陶世火山喷发事件比华南略早, 但规模较大, 其中的"Millbrig"钾质斑脱岩层厚达1~2m, 时代为凯迪早-中期, 与波罗的板块的"大斑脱岩"代表了同一批次的、横跨古大西洋的特大火山喷发事件(Huff等, 1992; Emerson等, 2004).

奥陶纪末的赫南特期发生了冈瓦纳大陆冰期事件、全球性海平面下降和生物大灭绝事件, 在南美洲、西南欧(葡萄牙、西班牙)、北非和中东等地均有冰碛岩广泛分布(Ghienne, 2011; Couto等, 2013); 冰川盛行时气温下降幅度达6~8℃, 冰盖规模等同或超过末次盛冰期(Trotter等, 2008; Finnegan等, 2011, 2012). 奥陶纪末, 中国多数块体位于中低纬度地区, 因此迄今未发现冰碛岩沉积, 但有海平面快速下降的沉积学证据(刘晓等, 2012). 在赫南特期, 与环境突变对应的是, 发生了显生宙第二大规模的生物大灭绝事件, 造成80%的海洋物种灭绝(戎嘉余和黄冰, 2014), 重创了奥陶纪生物大辐射后形成的海洋生物群落和生态系统. 但是, 目前对该冰期事件的幕式特征, 及其与生物大灭绝、碳同位素正漂移等事件的关联, 还未形成共识, 需要通过更精确的年代地层约束来加以解读.

中国基于氧同位素的古温度研究开展甚少, 主要受限于缺少合适的化石载体. 而基于全岩的氧同位素结果大多存在明显的不确定性和多解性. Trotter等(2008)根据全球多个地区的奥陶纪化石壳体的氧同位素记录, 建立了较为完整的氧同位素记录以及由此推算出的古海水温度变化曲线, 显示出奥陶纪持续降温并于赫南特期达到最低温的变化趋势(图3).

4 中国各大区对比格架

中国奥陶纪地层非常发育, 可以划分为华南、华

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

北、塔里木、柴达木、准噶尔、西藏等地层区, 每个地层区都有各自独特的岩石地层单位和化石组合序列, 因此区和区之间存在较多地层对比问题, 即便在同一地层区内, 也可能因为沉积相变和发育程度差异, 而存在对比困难. 由于奥陶纪地层对比牵涉到大量地层剖面和地层单位, 无法在此逐一列举和讨论. 本文在各个地层区选择若干条有代表性的地层柱, 根据目前已有的、最新的生物和非生物的地层数据, 对它们进行简要的岩石地层和生物地层对比, 以供进一步研究时参照(图5).

兹仅对近年来各大区奥陶系的主要划分对比进展和变化做如下简要说明:

在塔里木西北地区, 奥陶系可以柯坪大湾沟剖面为代表. 近年来最主要进展有: (1) 在一间房组和吐木休克组之间(巴楚地区), 或大湾沟组与坎岭组之间(羊基坎剖面), 可能存在小规模的地层缺失(Zhang和Munnecke, 2016); (2) 印干组底界为*Diplacanthogaptus caudatus*的首现层位, 因此相当于凯迪阶底界; (3) 发现原来的柯坪塔格组下段与其上覆、下伏地层之间均存在不整合面, 因此独立命名为铁热克阿瓦提组, 其中发现凯迪晚期的几丁虫组合(邓胜徽等, 2008), 而在上覆地层(即厘定后的柯坪塔格组)底部发现志留纪初期的笔石动物群(江大勇等, 2006; Wang等, 2015). 铁热克阿瓦提组和柯坪塔格组之间可能是一个不整合面, 其间缺失赫南特阶地层.

在塔东库鲁克塔格地区的却尔却克山剖面, 最新的生物地层和沉积学研究表明, 在白云岗组和黑土凹组之间存在巨大的不整合, 其间缺失了整个弗洛阶和大部分特马豆克阶(陈旭等, 2012). 在银屏山组中发现丰富的、多层的笔石, 最新时代为凯迪晚期, 表明该地区赫南特阶及以上地层可能全部缺失.

华北板块的奥陶系内存在不止一个不整合面. 对北庵庄组的牙形刺的重新研究显示, 它们均为达瑞威尔期的属种, 而北庵庄组下伏地层为弗洛期的亮甲山组或更老的地层, 这样在北庵庄组之下就存在一个巨大的、时限跨度因地而异的不整合面, 乃受"怀远运动"(第一幕)影响所致(Zhen等, 2016; 王志浩等, 2016). 在龙门洞组上部发现凯迪阶底界的带化石——*Diplacanthograptus caudatus*, 从而得以精确限定该组及其上的背锅山组时代(Chen等, 2016).

华南奥陶纪地层的发育情况也远比以往的认识要复杂得多. 其中包括牯牛潭组(或十字铺组)与上覆地层之间的地层间断(Munnecke等, 2011; 樊茹等, 2013)、庙坡组底界的显著穿时性(Song等, 2014; Wang等, 2017)、宝塔组和砚瓦山组的顶底界时代的厘定及穿时(Munnecke等, 2011; 王志浩等, 2015). 此外, 在浙西北安吉发现厚度达360多米的连续的碎屑岩相赫南特阶剖面, 已被确立为下扬子地区赫南特阶标准剖面(汪隆武等, 2015).

西藏和滇西地区的奥陶系也有较大进展. 其中, 在滇西的保山、芒市等地, 施甸组、蒲缥组和仁和桥组的笔石生物地层序列得以建立(Zhang Y D等, 2009, 2014); 在蒲缥组与上覆的仁和桥组之间发现一个显著地层不整合, 其间普遍缺失凯迪晚期至赫南特初期的地层(Zhang等, 2014; Fang等, 2018). 近年来通过三叶虫古生物地理研究也得出, 在特马豆克期、凯迪晚期-赫南特期, 中国三叶虫缺少生物地理分异, 但在弗洛期-凯迪早期, 华南、塔里木和印支块体构成一个生物地理亚区, 而华北、西藏和海南地体组成另一个生物地理亚区(周志毅等, 2009). 在西藏申扎地区, 通过对扎扛组和拉塞组头足类的深入研究发现, 弗洛期–中奥陶世鹦鹉螺动物群与华北相似(曲永贵等, 2002), 而上奥陶统则与华南相似, 并可识别出若干个头足类化石带(陈挺恩, 1987; 张以春等, 2004), 与牙形刺带一起构成拉萨地体奥陶系的主要生物地层序列(邱洪荣, 1988; 王成源等, 2004; 图5).

5　需解决的主要问题

当前国际奥陶系采用"三统七阶"的标准划分方案, 且所有7个"金钉子"在1997~2007年期间已经全部确立. 但是, 作为全球标准的这一年代地层系统仍面临着不少问题和挑战, 主要包括: 七个"阶"的时限长短不一, 差别悬殊; 奥陶系底界的定义和识别存在古生物分类学和古地理学问题, 需要进行再研究; 跨大陆和相区的精确对比问题, 需要开展"后层型"研究, 包括系统古生物学、高精度生物地层学和非生物手段(同位素地球化学、同位素测年、旋回地层学等)的地层学研究; 经典地区奥陶系的多学科综合研究, 建立高精度的区域间地层对比等. 近年来, 中国奥陶系研究取得重要进展, 在"金钉子"研究和综合地层学等方面取得突出成绩, 目前急需解决的年代地层学问题主要包

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

括: (1) 各条界线在主要块体和不同相区的识别问题: 由于中国奥陶系分布在多个不同块体,且块体内存在显著的岩相分异, 因此多个阶的底界存在跨块体或跨相区对比问题, 尤其是奥陶系底界、凯迪阶底界存在如何准确识别问题; (2) 各个“阶”时限的确定, 及特马豆克阶、凯迪阶的再划分问题; (3) 化学地层学研究结果的评价及与生物地层学、年代地层学结果的对照; (4) “金钉子”的深入研究和保护问题; (5) 实现更高精度划分对比的主要思路和途径.

5.1 不同阶的时限差异和阶的再划分

奥陶系内年代地层划分对比的目标之一, 是希望在尊重研究历史和划分传统的基础上, 争取各个阶的时限大体均衡, 以便于对各类全球性变化事件(特别是生物多样性演化)的深入研究和评价. 但是, 由于地球历史演化具有典型幕式特征, 表现出不均衡的阶段性, 要达到上述目标是很困难的. 另一方面, 随着同位素测年工作的不断推进, 每条界线的地质年代也在不断变化中. 这些因素导致了目前国际奥陶系各个阶的时限很不均衡, 长短悬殊(图6).

国际地层表上的奥陶系地质年代是ICS根据选用的同位素测年结果, 并结合复合标准序列方法进行插值, 获得各个阶的地质年龄(Cooper和Sadler, 2012). 目前, 奥陶系总时限为40.2Ma, 共分7个阶, 平均时限为5.7Ma(Cohen等, 2013 updated). 但是, 实际上目前最长的阶——达瑞威尔阶的时限是8.9Ma, 而最短的阶——赫南特阶仅为1.4Ma, 二者相差达6倍之多. 比赫南特阶长一些的大坪阶, 时限也仅有2.7Ma. 如此差异悬殊的时限分布显然不利于对奥陶纪生物和地质事件的研究, 需要加以改善, 比如是否应对长时限的阶进行进一步细分问题, 是需要考虑的.

就奥陶纪的生物和地质历史发展的阶段性而言, 时限较长的特马豆克阶、达瑞威尔阶、凯迪阶都具有分为上、下两个部分的潜力. 特马豆克阶下部是漂浮类笔石和其他一些化石类群起源的主要时期, 岩相上以白云岩和白云质灰岩较发育为特征, 碳同位素比值表现为由正变负, 磁极性为正负极性混合带等, 与特马豆克阶上部有一定区别. 根据上述地质特征差异, 可考虑将上、下亚阶的界线划在华北*Psigraptus jacksoni*带之底, 在华南划在*Adelograptus tenellus*带之底(王文卉等, 2012). *P. jacksoni*带在华北、朝鲜半岛、北美(如育空地区)、澳洲等地均可识别, *A. tenellus*带在北欧和英国等地也可直接识别(Cooper等, 1998; Wang和Wang, 2001; 张元动等, 2005; Zalasiewicz等, 2009).

达瑞威尔阶是目前奥陶系内时限最长的阶, 有必要进一步细分. Bergström等(2009b)将整个奥陶系按大体相等的时限划分为10多个“阶段”(stage slice), 其中达瑞威尔阶分成三个“阶段”, 分别以笔石*Didymograptus artus*和牙形刺*Pygodus serra*的首现作为划分界线. 其中*Didymograptus artus*的首现是过去全球学者们长期使用的英国兰维恩统底界标志, 但该界线仅比达瑞威尔阶底界高一个笔石带, 显得过于接近. 如果将达瑞威尔阶二分的话, 比较合理的划分界线可能在笔石*Pterograptus elegans*的首现层位(即*P. elegans*带的底界; 图3和5). 该种在华南和塔里木的斜坡相地层中广泛分布, 形态特征显著, 容易识别(Chen等, 2006b; 张元动等, 2010). 该种还常见于北欧(挪威、瑞典)、美国、加拿大、澳大利亚、阿根廷等国, 具有广泛的全球对比潜力(Chen等, 2016). 在缺少笔石的台地相区, 该种的首现层位大致与牙形刺*Eoplacognathus suecicus*或*Histiodella kristinae*的首现相当, 可以对比(图3和5). *Pterograptus elegans*界线层段是多门类化石极为丰富的、多样化的时期, 除了上述带化石外, 还有许多其他化石属种可以帮助确定界线. 但是, 要找到一条可以兼有笔石和牙形刺门类的该界线地层剖面, 并不容易.

凯迪阶或许是目前奥陶系内最需要进一步细分的阶. 该阶除了时限较长以外, 还跨越了英国传统划分的、被全球学者长期使用的卡拉道克统和阿什极尔统之间的界线(图1), 也跨越了中国的艾家山阶和钱塘江阶之间的界线(图2), 以及澳大利亚的Eastonian和Bolindian统之间的界线(Vandenberg和Cooper, 1992; Bergström等, 2009b). 如果将该阶二分的话, 中国钱塘江统的底界与澳大利亚Bolindian统底界基本一致, 都是以笔石*Dicellograptus complanatus*带的底界为标志的, 在华南该界线大致位于临湘组、涧草沟组或黄泥岗组的底, 可考虑作为划分界线. 在各国学者论文中使用的凯迪早、晚期实际上也是以该界线划分的. 该界线在英国大致对应于阿什极尔统Rawtheyan阶的底界(Zalasiewicz等, 2009).

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

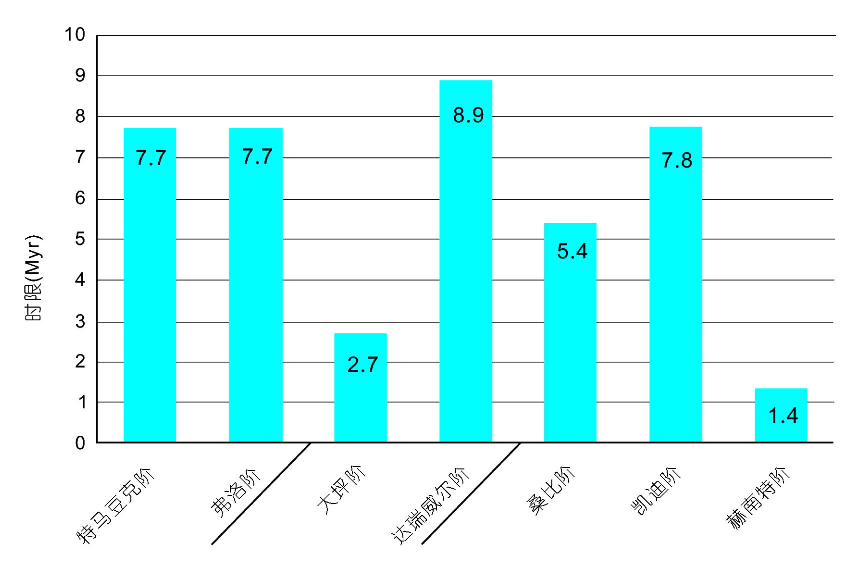


图 6　奥陶系各个阶的时限及其比较

数据来自Cohen等(2013, updated 2017)

5.2　特马豆克阶底界(即下奥陶统、奥陶系底界)

该界线的纽芬兰Green Point金钉子剖面本身虽然有许多优势, 如化石丰富且保存好、剖面出露佳等, 但也存在一些缺陷, 主要包括: (1) GSSP点位之下牙形刺的分异度很低(图4), (2) 牙形刺有再沉积现象, (3) 该剖面属于中–下斜坡深水沉积环境, 缺少浅水相牙形刺化石种类, 影响跨相区对比. 2016年, 国际奥陶系分会将犹他州的Lawson Cove剖面列为奥陶系底界的全球辅助层型剖面(ASSP).

最近, 丹麦Terfelt等(2012)提出Green Point剖面的牙形刺和生物地层研究存在问题, 特别是牙形刺分类学问题. 他们认为, 该剖面上*Iapetognathus fluctivagus*的首现层位实际上比目前标定的金钉子层位高许多, 甚至已经位于奥陶纪漂浮笔石的首现层位之上, 而原来采自金钉子层位(第23层)的、鉴定为*Iapetognathus fluctivagus*的牙形刺应全部为*Iapetognathus preaengensis* (Landing), 并且该层位位于*I. preaengensis*的延限中部. 因此, Terfelt等(2012)提出4条新的候选界线, 自下而上为: (1) 三叶虫*Lotagnostus americanus*的首现, 这已经低到相当于寒武系第十个阶的候选层位(Bagnoli等, 2017); (2) 牙形刺*Eoconodontus notchpeakensis*的首现; (3) 牙形刺*Cordylodus andresi*的首现, 该界线与过去中国和北美等地的*C. proavus*带底界一致; (4) *Cordylodus intermedius*的首现, 即以往的*C. intermedius*带底界. 这一新观点引起了奥陶系地层专家的高度关注, 并在奥陶系研究团体内引发了是否需要分会对该金钉子界线进行重新评价和研究的争议. 一些牙形刺专家对Terfelt等(2012)关于牙形刺分类和鉴定的可靠性提出质疑, 并对该文未经相关牙形刺权威专家评审就发表出来感到遗憾(Miller等, 2014). 这说明, 界线上下的牙形刺分类学工作仍是影响该界线的首要问题.

此外, 定义"金钉子"界线的牙形刺*Iapetognathus fluctivagus*的全球地理分布也较局限, 迄今仅见于世界主要块体的部分剖面, 其中主要在北美洲(Nicoll等, 1999; Miller等, 2014, 2015). 但是, 在金钉子确立之后, 随着近年来各国对该界线研究的不断深入, 已经陆续在南美洲阿根廷(Albanesi等, 2015)、澳大利亚(Zhen等, 2017)、哈萨克斯坦(Nicoll等, 1999)、中国华南(湖南桃源, Dong等, 2004; Dong和Zhang, 2017)、华北(河北卢龙县武山, Nicoll等, 1999; 山东青州, 武桂春等, 2005)等地发现*Iapetognathus fluctivagus*, 为该条界线的全球对比提供了有利依据和可操作的识别方式.

5.3　凯迪阶底界的识别问题

该界线在中国大多数地区和剖面不易识别. 迄今为止可精确识别该界线的地区和剖面仅有3处, 都是笔石相或混合相地层: (1) 陕西陇县龙门洞剖面(Chen等, 2016), (2) 湖南祁东双家口剖面(刘义仁和傅汉英, 1989a, 1989b), (3) 新疆柯坪大湾沟剖面(Chen等, 2000;

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

Zhang和Munnecke, 2016). 但是, 在华南扬子区(台地相)、江南区(斜坡相)、华北中部地区(台地相)、塔里木巴楚地区(台地相), 该界线上下地层均为碳酸盐岩相, 缺少笔石, 无法直接识别, 只能通过牙形刺等门类加以识别, 精度较低.

根据美国凯迪阶底界"金钉子"剖面的笔石和牙形刺序列的对比, 该界线位于*Amorphognathus tvaerensis*带的近顶部, 距其上的*Amorphognathus superbus*带底界不远, 可以作为参照(Goldman等, 2007). 在中国可以直接通过笔石识别该界线的上述三条剖面中, 牙形刺生物地层的研究工作都需要进一步开展, 以建立两个门类的生物地层对比关系.

6 结论

奥陶系研究历史悠久, 但长期以来各国采用不同的年代地层划分系统, 包括三分(中国、澳大利亚、西伯利亚)、四分(美国)、五分(英国)等. 自20世纪60年代开展"金钉子"(全球界线层型剖面和点位)研究以来, 逐步形成"三统七阶"的国际标准划分方案, 并于1997~2007年间建立了所有7个阶的底界的"金钉子". 由于有三个阶的"金钉子"建立在中国, 因此中国的奥陶纪年代地层划分与国际标准方案基本一致, 仅存少数差异.

中国奥陶系划分在多数情况下可以直接采用国际标准划分, 即自下而上: 下奥陶统(特马豆克阶、弗洛阶)、中奥陶统(大坪阶、达瑞威尔阶)、上奥陶统(桑比阶、凯迪阶、赫南特阶). 在特殊情况下, 也可以结合使用中国地区性的上奥陶统艾家山阶和钱塘江阶. 奥陶系各阶的底界分别由笔石和牙形刺特定属种的首现来定义, 多数在中国各个块体上可以直接识别, 但是部分阶的底界存在难以精确识别的问题. 其中, 奥陶系底界(暨特马豆克阶底界)的定义化石——牙形刺*Iapetognathus fluctivagus*, 在中国并不常见; 定义大坪阶底界的牙形刺*Baltoniodus triangularis*主要分布在台地相区, 如何将该界线精确对比到斜坡相和盆地相地层, 有待进一步研究; 凯迪阶底界由笔石*Diplacanthograptus caudatus*定义, 但中国该层位地层普遍为碳酸盐岩, 缺少笔石, 需要通过牙形刺或其他门类来建立对比关系.

奥陶系的阶之间存在较严重的时限不均衡问题, 差别最大可达6倍之多, 对长时限的阶, 如特马豆克阶、达瑞威尔阶和凯迪阶, 有必要进一步细分. 特马豆克阶二分的界线宜置于笔石*Psigraptus jacksoni*带或*Adelograptus tenellus*带之底, 达瑞威尔阶二分的界线可置于笔石*Pterograptus elegans*带之底, 凯迪阶二分的界线可置于笔石*Dicellograptus complanatus*带之底. 中国奥陶系的碳同位素化学地层学研究进展显著, 但已获得的曲线显示, 部分层段存在与国际综合曲线不一致的现象, 特别是在中奥陶统达瑞威尔阶和上奥陶统凯迪阶等层段, 需要通过更多剖面的、更细致的多学科综合研究来加以解读.

中国奥陶系的同位素测年、磁性地层学、旋回地层学研究刚开始起步, 目前成果尚少, 但前景可期.

致谢 感谢陈旭、戎嘉余和沈树忠等几位院士及两位评审专家审阅文稿, 并提出宝贵修改意见. 甄勇毅参加合作研究工作及该文的发表经过澳大利亚新南威尔州地质调查所所长批准. 本文是国际地学计划(IGCP)653项目(奥陶纪生物大辐射的启动过程)的成果之一.

参考文献

安太庠, 张放, 向维达, 张又秋, 徐文豪, 张慧娟, 姜德标, 杨长生, 蔺连第, 崔占堂, 杨新昌. 1983. 华北及邻区牙形石. 北京: 科学出版社. 1–223

安太庠, 郑昭昌. 1990. 鄂尔多斯盆地周缘的牙形石. 北京: 科学出版社. 1–201

陈挺恩. 1987. 申扎奥陶纪鹦鹉螺. 中国科学院南京地质古生物研究所丛刊, 11: 133–191

陈旭, 王志浩, 张元动. 1998. 中国第一个"金钉子"剖面的建立. 地层学杂志, 22: 1–9

陈旭, 戎嘉余, 樊隽轩, 詹仁斌, Mitchell C E, Harper D A T, Melchin M J, 彭平安, Finney S C, 汪啸风. 2006. 奥陶系上统赫南特阶全球层型剖面和点位的建立. 地层学杂志, 30: 289–305

陈旭, 戎嘉余, 张元动, 樊隽轩. 2000. 奥陶纪年代地层学研究评述. 地层学杂志, 24: 18–24

陈旭, 张元动, 李越, 樊隽轩, 唐鹏, 陈清, 张园园. 2012. 塔里木盆地及周缘奥陶系黑色岩系的生物地层学对比. 中国科学: 地球科学, 42: 1173–1181

陈旭, 张元动, 丹尼尔·古特曼(Daniel Goldman), 斯迪格·伯格斯冲(Stig M. Bergström), 樊隽轩, 王志浩, 斯坦尼·芬尼(Stanley C. Finney), 陈清, 马譞. 2017. 中国西北地区奥陶系达瑞威尔阶至凯迪阶的笔石研究. 杭州: 浙江大学出版社. 1–321

邓胜徽, 黄智斌, 景秀春, 杜品德, 卢远征, 张师本. 2008. 塔里木盆地

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

西部奥陶系内部不整合. 地质论评, 54: 741–747
樊茹, 卢远征, 张学磊, 张师本, 段文哲, 李鑫, 邓胜徽. 2013. 四川盆地奥陶系十字铺组与宝塔组接触关系新认识. 地质学报, 87: 322–329
冯洪真, 李明, 张元动, Erdtmann B D, 李丽霞, 王文卉. 2009. 华南上特马道克阶的笔石带序列及其全球对比. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 556–568
胡艳华, 周继彬, 宋彪, 李卫, 孙卫东. 2008. 中国湖北宜昌王家湾剖面奥陶系顶部斑脱岩SHRIMP锆石U-Pb定年. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 72–77
江大勇, 皮学军, 孙作玉, 陈颖, 吴飞翔, 郝维城. 2006. 新疆柯坪大湾沟剖面柯坪塔格组中段底部笔石生物地层初步分析. 地层学杂志, 30: 253–257
赖才根, 汪啸风. 1982. 中国奥陶纪年代地层分类. 见: 赖才根, 汪啸风, 编. 中国地层(5) 中国的奥陶系. 北京: 地质出版社. 5–22
刘季辰, 赵亚曾. 1927. 浙江西南部地质. 地质汇报, 9: 11–28
刘晓, 张元动, 周传明. 2012. 浙西北晚奥陶世文昌组和堰口组的沉积成因——兼论其构造和古地理意义. 古地理学报, 14: 101–116
刘义仁, 傅汉英. 1989a. 中国奥陶系漭江阶、石口阶的候选层型剖面——湖南祁东双家口剖面(Ⅰ). 地层学杂志, 13: 161–192
刘义仁, 傅汉英. 1989b. 中国奥陶系漭江阶、石口阶的候选层型剖面——湖南祁东双家口剖面(Ⅱ). 地层学杂志, 13: 235–254
卢衍豪. 1959. 中国南部奥陶纪地层的分类和对比. 北京: 地质出版社. 113
卢衍豪. 1983. 中国寒武-奥陶系的界线. 见: 中国科学院南京地质古生物研究所, 编. 中国各纪地层界线研究. 北京: 科学出版社. 12–25
卢衍豪, 朱兆玲, 钱义元, 周志毅, 陈均远, 刘耕武, 余汶, 陈旭, 许汉奎. 1976. 中国奥陶纪的生物地层和古动物地理. 中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 7: 1–83
骆天天, 张元动. 2008. 湖北宜昌和南漳奥陶系大湾组笔石生物地层. 地层学杂志, 32: 253–264
穆恩之. 1974. 正笔石及正笔石式树形笔石的演化、分类和分布. 中国科学, 2: 174–183
倪寓南, 耿良玉, 王志浩, 赵治信, 陈挺恩, 张允白, 王海峰, 章森桂, 袁文伟, 张师本, 高琴琴, 李军. 2001. 奥陶系. 见: 周志毅, 主编. 塔里木盆地各纪地层. 北京: 科学出版社. 39–80, 343–344
邱洪荣. 1988. 西藏早古生代牙形石生物地层. 青藏高原地质文集, 19: 185–208
曲永贵, 张树岐, 张春子, 王忠恒. 2002. 西藏申扎雄梅一带发现早奥陶世阿门角石. 地质通报, 21: 355–356
全国地层委员会. 2002. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书. 北京: 地质出版社. 72
全国地层委员会《中国地层表》编委会. 2014. 中国地层表(2014). 地球学报, 35: 插图
戎嘉余, 黄冰. 2014. 生物大灭绝研究三十年. 中国科学: 地球科学. 44: 377–404
涂珅, 王舟, 王家生. 2012. 宜昌王家湾奥陶系–志留系界线地层高分辨率碳、氧稳定同位素记录及其成因. 地球科学——中国地质大学学报, 37: 165–174
王成源, 曲永贵, 张树岐, 郑春子, 王永胜. 2004. 西藏申扎地区晚奥陶世-志留纪牙形刺. 微体古生物学报, 21: 237–250
王海峰, Cooper R A, Erdtmann B D. 1998. 吉林大阳岔剖面奥陶纪最早期笔石再研究. 古生物学报, 37: 12–234
王文卉, 冯洪真, 李丽霞, 李明, 陈文建. 2012. 湖南益阳下奥陶统的细弱匿笔石*Adelograptus tenellus* (Linnarsson, 1871). 古生物学报, 51: 186–199
王志浩, 张智礼, 吴荣昌, 甄勇毅, 张元动, 李慧莉. 2017. 新疆塔里木板块台地和斜坡相区奥陶系牙形刺生物地层——揭示沉积间断和大坪阶地层之缺失. 地层学杂志, 41: 357–367
王志浩, 伯格斯特龙, 张元动, 甄勇毅, 吴荣昌. 2015. 浙赣地区上奥陶统砚瓦山组的牙形刺及其地层意义. 古生物学报, 54: 147–157
王志浩, 伯格斯特龙, 甄勇毅, 张元动, 吴荣昌. 2014. 河北唐山下奥陶统牙形刺生物地层的新认识. 微体古生物学报, 31: 1–14
王志浩, 甄勇毅, 张元动, 吴荣昌. 2016. 中国华北不同相区奥陶纪牙形刺生物地层的再认识. 地层学杂志, 40: 1–16
王洪浩, 李江海, 张华添, 许丽, 李维波. 2016. 华北陆块中奥陶世绝对位置探讨. 中国科学: 地球科学, 46: 57–66
王玉净, 成俊峰, 张元动. 2008. 新疆库鲁克塔格地区中奥陶统黑土凹组中的放射虫新属种. 古生物学报, 47: 393–404
王宗哲, 杨杰东. 1994. 新疆柯坪地区早古生代地层的碳同位素变化特征及其意义. 地层学杂志, 18: 45–52
汪隆武, 张建芳, 陈津华, 张元动, 陈小友, 朱朝晖, 刘健, 胡艳华, 马譞. 2015. 浙江安吉上奥陶统钾质斑脱岩特征. 地层学杂志, 39: 155–168
汪啸风. 2016. 中国南方奥陶纪构造古地理及年代与生物地层的划分与对比. 地学前缘, 6: 253–267
汪啸风, 陈旭, 陈孝红, 朱慈英. 1996. 中国地层典 奥陶系. 北京: 科学出版社. 126
武桂春, 姚建新, 纪占胜, 刘书才. 2005. 山东省青州地区寒武-奥陶系界线研究的新进展. 古生物学报, 44: 106–116
吴素娟, 李振宏, 胡健民, 公王斌. 2014. 鄂尔多斯盆地南缘赵老峪剖面奥陶系凝灰岩锆石SHRIMP U-Pb定年及其地质意义. 地质论评, 60: 903–912
许杰, 黄枝高. 1979. 新疆霍城县果子沟地区下奥陶统的笔石动物群. 地质学报, 53：1–19
杨敬之, 穆恩之. 1951. 鄂西地层的几点新认识. 科学通报, 2: 1076–1078
杨敬之, 穆恩之. 1954. 鄂西长阳宜都一带奥陶纪地层. 古生物学报, 2: 59–82
杨振宇, 马醒华, 孙知明, 黄宝春, 周姚秀, 董金明, 朱鸿. 1997. 豫北地区早古生代古地磁研究的初步结果及其意义. 科学通报, 42:

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

401–405
杨振宇, Otofuji Y, 孙知明, 马醒华, 徐树金. 1998. 河北唐山寒武系与奥陶系界线磁极性序列. 科学通报, 43: 1881–1885
曾庆銮, 赖才根, 徐光洪, 倪世钊, 周天梅, 项礼文, 汪啸风, 李志宏. 1987. 奥陶系. 见: 汪啸风, 倪世钊, 曾庆銮, 项礼文, 赖才根, 徐光洪, 周天梅, 李志宏, 编. 长江三峡地层 生物地层学(2). 北京: 地质出版社. 43–142
曾庆銮, 倪世钊, 徐光洪, 赖才根, 项礼文, 周天梅, 汪啸风, 李志宏. 1983. 长江三峡东部地区奥陶系划分与对比. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊, 6: 1–56
张宏福, 杨岳衡. 2007. 华北克拉通东部含金刚石金伯利岩的侵位年龄和Sr-Nd-Hf同位素地球化学特征. 岩石学报, 23: 285–294
张文堂. 1962. 中国的奥陶系. 全国地层会议学术报告汇编. 北京: 科学出版社. 1–161
张文堂, 李积金, 钱义元, 朱兆玲, 陈楚震, 张守信. 1957. 湖北峡东寒武系及奥陶系地层. 科学通报, 5: 145–146
张文堂, 李积金, 葛梅钰, 陈均远. 1982. 中国奥陶系的划分及对比——中国奥陶纪地层对比表及说明书. 见: 中国科学院南京地质古生物研究所, 编. 中国各纪地层对比表及说明书. 北京: 科学出版社. 55–72
张以春, 程立人, 张予杰. 2004. 藏北申扎地区的奥陶系. 吉林大学学报(地球科学版), 34: 502–508
张元动, 王志浩, 冯洪真, 骆天天, Erdtmann B D. 2005. 中国特马豆克阶笔石地层述评. 地层学杂志, 29: 215–235
张元动, 俞国华, 罗璋. 2010. 浙江临安板桥奥陶系胡乐组笔石新材料及其意义. 地层学杂志, 34: 1–7
张元动, 陈旭, 王志浩. 2008. 奥陶系达瑞威尔阶全球界线层型综合研究报告. 见: 第三届全国地层委员会, 编. 中国主要断代地层建阶研究报告(2001~2005). 北京: 地质出版社. 436–454
张元动, 詹仁斌, 樊隽轩, 成俊峰, 刘晓. 2009. 奥陶纪生物大辐射研究的关键科学问题. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 129–143
周志强, 周志毅, 袁文伟. 2005. 湖北宜昌地区晚奥陶世三叶虫动物群及分带序列. 古生物学报, 44: 327–357
周志毅, 甄勇毅, 周志强, 袁文伟. 2009. 中国奥陶纪三叶虫生物地理. 古地理学报, 11: 69–80
朱庭祜, 徐瑞麟, 王镇屏. 1930. 浙江西北部地质. 两广地质调查所年报, 3(上册): 1–30
Ainsaar L, Meidla T, Martma T. 2004. The middle Caradoc facies and faunal turnover in the Late Ordovician Baltoscandian Palaeobasin. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 210: 119–133
Ainsaar L, Kaljo D, Martma T, Meidla T, Männik P, Nõlvak J, Tinn O. 2010. Middle and Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy in Baltoscandia: A correlation standard and clues to environmental history. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 294: 189–201
Albanesi G L, Giuliano M E, Pacheco F E, Ortega G, Monaldi C R. 2015. The Cambrian-Ordovician boundary in the Cordillera Oriental, NW Argentina. Stratigraphy, 12: 19–21
Bagnoli G, Peng S C, Qi Y P, Wang C Y. 2017. Conodonts from the Wa'ergang section, China: A potential GSSP for the uppermost stage of the Cambrian. Riv Ital Paleontol Stratigr, 123: 1–10
Barnes C R. 1988. The proposed Cambrian-Ordovician global Boundary stratotype and point (GSSP) in Western Newfoundland, Canada. Geol Mag, 125: 381–414
Barnes C R. 2004. Was there an Ordovician superplume event? In: Webby B D, Paris F, Droser M L, Percival I, eds. The Great Ordovician Bio-diversification Event. New York: Columbia University Press. 77–80
Bergström S M. 2007. Middle and Upper Ordovician conodonts from the Fågelsång GSSP, Scania, southern Sweden. GFF, 129: 77–82
Bergström S M, Chen X, Gutiérrez-marco J C, Dronov A. 2009b. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to δ^{13}C chemostratigraphy. Lethaia, 42: 97–107
Bergström S M, Finney S C, Chen X, Pålsson C, Wang Z H, Grahn Y. 2000. A proposed global boundary stratotype for the base of the Upper Series of the Ordovician System: The Fågelsång section, Scania, southern Sweden. Episodes, 23: 102–109
Bergström S M, Löfgren A, Maletz J. 2004. The GSSP of the second (upper) stage of the Lower Ordovician Series: Diabasbrottet at Hunneberg, Province of Västergötland, southwest Sweden. Episodes, 27: 265–272
Bergström S M, Wang Z H, Goldman D. 2016. Relations between Darriwilian and Sandbian conodont and graptolite biozones. In: Chen X, Zhang Y D, Goldman D, Bergström S M, Fan J X, Wang Z H, Finney S C, Chen Q, Ma X, eds. Darriwilian to Katian (Ordovician) Graptolites from Northwest China. Hangzhou: Zhejiang University Press. 39–78
Bergström S M, Chen X, Schmitz B, Young S, Rong J Y, Saltzman M R. 2009a. First documentation of the Ordovician Guttenberg δ^{13}C excursion (GICE) in Asia: Chemostratigraphy of the Pagoda and Yanwashan formations in southeastern China. Geol Mag, 146: 1–11
Buggisch W, Keller M, Lehnert O. 2003. Carbon isotope record of late Cambrian to early Ordovician carbonates of the Argentine Precordillera. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 195: 357–373
Chen J Y, Qian Y Y, Zhang J M, Lin Y K, Yin L M, Wang Z H, Wang Z Z, Yang J D, Wang Y X. 1988. The recommended Cambrian-Ordovician global Boundary stratotype of the Xiaoyangqiao section (Dayangcha, Jilin Province), China. Geol Mag, 125: 415–444
Chen X, Rong J Y, Wang X F, Wang Z H, Zhang Y D, Zhan R B. 1995. Correlation of the Ordovician rocks of China. Inter Union Geol Sci Publ, 1: 1–104

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

Chen X, Ni Y N, Mitchell C E, Qiao X D, Zhan S G. 2000. Graptolites from the Qilang and Yingan formations (Caradoc, Ordovician) of Kalpin, Western Tarim, Xinjiang, China. J Paleontol, 74: 282–300

Chen X, Rong J Y, Zhou Z Y. 2003. Ordovician biostratigraphy of China. In: Zhang W T, Chen P J, Palmer A R, eds. Biostratigraphy of China. Beijing: Science Press. 121–171

Chen X, Zhang Y D, Goldman D, Bergström S M, Fan J X, Wang Z H, Finney S C, Chen Q, Ma X. 2016. Darriwilian to Katian (Ordovician) Graptolites from Northwest China. Hangzhou: Zhejiang University Press. 354

Chen X, Zhang Y D, Mitchell C E. 2001. Early Darriwilian graptolites from central and western China. Alcheringa, 25: 191–210

Chen X, Rong J Y, Fan J X, Zhan R B, Mitchell C E, Harper D A T, Melchin M J, Peng P A, Finney S C, Wang X F. 2006a. The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). Episodes, 29: 183–196

Chen X, Zhang Y D, Bergström S M, Xu H G. 2006b. Upper Darriwilian graptolite and conodont zonation in the global stratotype section of the Darriwilian stage (Ordovician) at Huangnitang, Changshan, Zhejiang, China. Palaeoworld, 15: 150–170

Chen X, Bergström S M, Zhang Y D, Fan J X. 2009. The base of the Middle Ordovician in China with special reference to the succession at Hengtang near Jiangshan, Zhejiang Province, Southern China. Lethaia, 42: 218–231

Chen X, Bergström S M, Zhang Y D, Goldman D, Chen Q. 2011. Upper Ordovician (Sandbian-Katian) graptolite and conodont zonation in the Yangtze region, China. Earth Env Sci Trans Roy Soc Edinburgh, 101: 111–134

Cohen K M, Finney S C, Gibbard P L, Fan J X. 2013 (updated 2017). The ICS International Chronostratigraphic Chart (v 2017/02). Episodes, 36: 199–204

Cooper R A, Nowlan G S, Williams H S. 2001. Global stratotype section and point for base of the Ordovician System. Episodes, 24: 19–28

Cooper R A, Maletz J, Wang H F, Erdtmann B D. 1998. Taxonomy and evolution of earliest Ordovician graptoloids. Norsk Geol Tidsskr, 78: 3–32

Cooper R A, Sadler P A. 2012. The Ordovician Period. In: Gradstein F, Ogg J, Schmitz M, Ogg G, eds. The Geological Time Scale. Elsevier. 489–522

Couto H, Knight J, Lourenço A. 2013. Late Ordovician ice-marginal processes and sea-level change from the north Gondwana platform: Evidence from the Valongo Anticline (northern Portugal). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 375: 1–15

Dong X P, Zhang H Q. 2017. Middle Cambrian through lowermost Ordovician conodonts from Hunan, South China. J Paleontol, 91: 1–89

Dong X P, Repetski J E, Bergström S M. 2004. Conodont biostratigraphy of the Middle Cambrian through Lowermost Ordovician in Hunan, South China. Acta Geol Sin, 78: 1185–1206

Emerson N R, Simo J A T, Byers C W, Fournelle J. 2004. Correlation of (Ordovician, Mohawkian) K-bentonites in the upper Mississippi valley using apatite chemistry: Implications for stratigraphic interpretation of the mixed carbonate-siliciclastic Decorah Formation. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 210: 215–233

Fan J X, Peng P A, Melchin M J. 2009. Carbon isotopes and event stratigraphy near the Ordovician-Silurian boundary, Yichang, South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 276: 160–169

Fang X, Ma X, Li W J, Zhang Y D, Zhou Z Q, Chen T E, Lü Y, Yu S Y, Fan J X. 2018. Biostratigraphical constraints on the disconformity within the Upper Ordovician in the Baoshan and Mangshi regions, western Yunnan Province, China. Lethaia, 51: 312–323

Feng H Z, Erdtmann B D. 1999. The early Tremadoc graptolite sequence in the Wuning area, South China and its international correlation. Acta Univ Carolinae-Geol, 43: 21–24

Finnegan S, Bergmann K, Eiler J M, Jones D S, Fike D A, Eisenman I, Hughes N C, Tripati A K, Fischer W W. 2011. The magnitude and duration of Late Ordovician-Early Silurian glaciation. Science, 331: 903–906

Finnegan S, Heim N A, Peters S E, Fischer W W. 2012. Climate change and the selective signature of the Late Ordovician mass extinction. Proc Natl Acad Sci USA, 109: 6829–6834

Finney S C, Grubb B J, Hatcher R D. 1996. Graphic correlation of Middle Ordovician graptolite shale, southern Appalachians: An approach for examining the subsidence and migration of a Taconic foreland basin. Geol Soc Am Bull, 108: 355–371

Fortey R A, Zhang Y D, Mellish C. 2005. The relationships of biserial graptolites. Palaeontology, 48: 1241–1272

Ghienne J F. 2011. The late Ordovician glacial record: State of the art. In: Gutiérrez-Marco J C, Rábano I, Gacía-Bellido D, eds. Ordovician of the World (proceeding volume of the 11th Symposium on the Ordovician System). Cuadernos del Museo Geominero, 14. Madrid: Instituto Geologico y Minero de Espana. 13–19

Grabau A W. 1924. Stratigraphy of China, Part I, Paleozoic and Older. Peking: Geological Survey and Ministry of Agriculture and Commerce of China. 1–528

Goldman D, Leslie S A, Nõlvak J, Young S, Bergström S M, Huff W D. 2007. The global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Katian Stage of the Upper Ordovician Series at Black Knob Ridge, southeastern Oklahoma, USA. Episodes, 30: 258–270

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

Han Z R, Yang Z Y, Tong Y B, Jing X Q. 2015. New paleomagnetic results from Late Ordovician rocks of the Yangtze Block, South China, and their paleogeographic implications. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 4759–4772
Haq B U, Schutter S R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. Science, 322: 64–68
Huff W D, Bergström S M, Kolata D R. 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. Geology, 20: 875–878
Hsu S W C, Ma C T. 1948. The I-chang Formation and the Ichangian Fauna. Contrib Natl Res Institute Geol Acad Sin, 8: 1–51
Kaljo D, Hints L, Martma T, Nõlvak J, Oraspõld A. 2004. Late Ordovician carbon isotope trend in Estonia, its significance in stratigraphy and environmental analysis. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 210: 165–185
Lapworth C. 1879. On the tripartite classification of the Lower Palæozoic rocks. Geol Mag, 6: 1
Lee J S, Chao Y T. 1924. Geology of the Gorge district of the Yangtze (from Ichang to Tzegui) with special reference to the development of the Gorges. Bull Geol Soc China, 3: 351–392
Liu J B. 2009. Marine sedimentary response to the great Ordovician biodiversification event: Examples from North China and South China. Paleontol Res, 13: 9–21
Ma X, Wang Z H, Zhang Y D, Song Y Y, Fang X. 2015. Carbon isotope records of the Middle-Upper Ordovician transition in Yichang area, South China. Palaeoworld, 24: 136–148
Mauviel A, Desrochers A, Jin J. 2016. A high-resolution, continuous δ^{13}C record spanning the Ordovician-Silurian boundary on Anticosti Island, eastern Canada. Can J Earth Sci, 53: 795–801
Miller A I. 2003. Ordovician radiation. In: Briggs D E G, Crowther P R, eds. Palaeobiology II. Oxford: Blackwell Publishing. 49–52
Miller J F, Evans K R, Ethington R L, Freeman R L, Loch J D, Repetski J E, Ripperdan R L, Taylor J F. 2015. Proposed auxiliary boundary stratigraphic section and point (ASSP) for the base of the Ordovician System at Lawson Cove, Utah, USA. Stratigraphy, 12: 219–236
Miller J F, Repetski J E, Nicoll R S, Nowlan G, Ethington R L. 2014. The conodont *Iapetognathus* and its value for defining the base of the Ordovician System. GFF, 136: 185–188
Mitchell C E, Maletz J, Zhang Y D. 1995. Evolutionary origins of the Diplograptina. In: Cooper J D, Droser M L, Finney S C, eds. Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System. SEPM, 77: 401–404
Mitchell C E, Chen X, Bergström S M, Zhang Y D, Wang Z H, Webby B D, Finney S C. 1997. Definition of a global boundary stratotype for the Darriwilian Stage of the Ordovician System. Episodes, 20: 158–166
Munnecke A, Calner M, Harper D A T, Servais T. 2010. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 296: 389–413
Munnecke A, Zhang Y D, Liu X, Cheng J F. 2011. Stable carbon isotope stratigraphy in the Ordovician of South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 307: 17–43
Murchison R I. 1839. The Silurian System. London. 1–786
Nicoll R S, Miller J F, Nowlan G S, Repetski J E, Ethington R L. 1999. *Iapetonudus* (N. gen.) and *Iapetognathus* Landing, unusual earliest Ordovician multielement conodont taxa and their utility for biostratigraphy. Brigham Young Univ Geol Stud, 44: 27–101
Noda S. 1915. Geology of the Northwestern Part of Cheh-kiang-sheng. J Geol Soc Jpn, 22: 159–162
Normore L S, Zhen Y Y, Dent L M, Crowley J L, Percival I, Wingate M T D. 2018a. CA-IDTIMS geochronology of Lower Ordovician subsurface stratigraphy in the Canning Basin, Western Australia and integration with conodont biostratigraphy. In: Zhang et al., eds. Proceedings of the International Geoscience Programme (IGCP) Project 653 Annual Meeting, October 8th–12th, 2017, Yichang, China. Hangzhou: Zhejiang University Press. 123–125
Normore L S, Zhen Y Y, Dent L M, Crowley J L, Percival I G, Wingate M T D. 2018b. Early Ordovician CA-IDTIMS U-Pb zircon dating and conodont biostratigraphy, Canning Basin, Western Australia. Aust J Earth Sci, 65: 61–73
Nowlan G S, Nicoll R S. 1995. Re-examination of the conodont biostratigraphy at the Cambrian-Ordovician Xiaoyangqiao section, Dayangcha, Jilin Province, China. In: Cooper J D, Droser M L, Finney S C, eds. Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System. SEPM, 77: 113–116
Ortega G, Albanesi G L, Banchig A L, Peralta G L. 2008. High resolution conodont-graptolite biostratigraphy in the Middle–Upper Ordovician of the Sierra de La Invernada Formation (Central Precordillera, Argentina). Geol Acta, 6: 227–235
Pavlov V, Gallet Y. 2005. A third superchron during the Early Paleozoic. Episodes, 28: 78–84
Popov L E, Kebriaee-Zadeh M R, Ghobadi Pour M. 2016. Emergence of the *Saucrorthis* Fauna in the Middle Ordovician of northern Iran. Aust Palaeont Mem, 49: 485–514
Ripperdan R L, Magaritz M, Kirschvink J L. 1993. *Carbon isotope* and magnetic polarity evidence for non-depositional events within the Cambrian-Ordovician boundary section near Dayangcha, Jilin Province, China. Geol Mag, 130: 443–452
Rong J Y, Chen X, Harper D A T. 2002. The latest Ordovician

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

Hirnantia Fauna (Brachiopoda) in time and space. Lethaia, 35: 231–249

Rong J Y, Huang B, Zhan R B, Harper D A T. 2008. Latest Ordovician brachiopod and trilobite assemblage from Yuhang, northern Zhejiang, East China: A window on Hirnantian deep-water benthos. Hist Biol, 20: 137–148

Saltzman M R, Young S A. 2005. Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia. Geology, 33: 109–112

Schmitz B, Harper D A T, Peucker-Ehrenbrink B, Stouge S, Alwmark C, Cronholm A, Bergström S M, Tassinari M, Wang X F. 2008. Asteroid breakup linked to the great Ordovician biodiversification event. Nat Geosci, 1: 49–53

Schmitz B, Bergström S M, Wang X F. 2010. The middle Darriwilian (Ordovician) δ^{13}C excursion (MDICE) discovered in the Yangtze Platform succession in China: Implications of its first recorded occurrences outside Baltoscandia. J Geol Soc, 167: 249–259

Sepkoski J J Jr. 1995. The Ordovician Radiations: Diversification and extinction shown by global genus-level taxonomic data. In: Cooper J D, Droser M L, Finney S C, eds. Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System. California. SEPM, 77: 393–396

Sepkoski J J, Sheehan P M. 1983. Diversification, Faunal Change, and Community Replacement during the Ordovician Radiations. In: Tevesz M J S, McCall P L, eds. Biotic Interactions in Recent and Fossil Benthic Communities. New York: Plenum Press. 673–717

Servais T, Lehnert O, Li J, Mullins G L, Munnecke A, Nützel A, Vecoli M. 2008. The Ordovician Biodiversification: Revolution in the oceanic trophic chain. Lethaia, 41: 99–109

Servais T, Perrier V, Danelian T, Klug C, Martin R, Munnecke A, Nowak H, Nützel A, Vandenbroucke T R A, Williams M, Rasmussen C M Ø. 2016. The onset of the 'Ordovician Plankton Revolution' in the late Cambrian. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 458: 12–28

Song Y Y, Zhang Y D, Goldman D, Wang Z H, Fang X, Ma X. 2014. Latest Darriwilian to early Sandbian graptolite biostratigraphy in Chengkou, northern Chongqing, South China. In: Zhan R B, Huang B, eds. Extended Summary of the IGCP Project 591 Field Workshop 2014, Kunming, 2014. Nanjing: Nanjing University Press. 138–143

Su W B, Huff W D, Ettensohn F R, Liu X M, Zhang J E, Li Z M. 2009. K-bentonite, black-shale and flysch successions at the Ordovician-Silurian transition, South China: Possible sedimentary responses to the accretion of Cathaysia to the Yangtze Block and its implications for the evolution of Gondwana. Gondwana Res, 15: 111–130

Terfelt F, Bagnoli G, Stouge S. 2012. Re-evaluation of the conodont *Iapetognathus* and implications for the base of the Ordovician System GSSP. Lethaia, 45: 227–237

Trotter J A, Williams I S, Barnes C R, Lécuyer C, Nicoll R S. 2008. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry. Science, 321: 550–554

Tucker R D, McKerrow W S. 1995. Early Paleozoic chronology: A review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. Can J Earth Sci, 32: 368–379

VandenBerg A H M, Cooper R A. 1992. The Ordovician graptolite sequence of Australasia. Alcheringa, 16: 33–85

Wang W H, Muir L A, Chen X, Tang P. 2015. Earliest Silurian graptolites from Kalpin, western Tarim, Xinjiang, China. Bull Geosci, 90: 519–542

Wang X F. 2017. Dayangcha International Workshop on the Cambrian-Ordovician boundary (DIWCOB) (September 20–25, 2017 Changchun NE China), First Circular. Ordovician News, 34: 21-27

Wang X F, Chen X H, Erdtmann E-D. 1992. Ordovician chronostratigraphy—A Chinese approach. In: Webby B D, Laurie J R, eds. Global Perspectives on Ordovician Geology. Rotterdam: A. A. Balkema. 35–55

Wang X F, Stouge S, Chen X H, Li Z H, Wang C S, Finney S C, Zeng Q L, Zhou Z Q, Chen H M, Erdtmann B D. 2009. The global stratotype section and point for the base of the Middle Ordovician Series and the Third Stage (Dapingian). Episodes, 32: 96–112

Wang X F, Wang C S. 2001. Tremadocian (Ordovician) graptolite diversification events in China. Alcheringa, 25: 155–168

Wang Z H, Bergström S M, Zhen Y Y, Chen X, Zhang Y D. 2013. On the integration of Ordovician conodont and graptolite biostratigraphy: New examples from Gansu and Inner Mongolia in China. Alcheringa, 37: 510–528

Wang Z H, Bergström S M, Song Y Y, Ma X, Zhang Y D. 2017. On the diachronous nature of the top of the Ordovician Kuniutan Formation on the Yangtze Platform: Implications of the conodont biostratigraphy of the Dacao section, Chongqing. Palaeoworld, 26: 37–49

Wang Z H, Zhen Y Y, Bergström S M, Wu R C, Zhang Y D, Ma X. 2018. A new conodont biozone classification of the Ordovician System in South China. Palaeoworld, doi: 10.1016/j.palwor.2018.09.002

Webby B D. 1992. Modified version of 1991 Annual report from the subcommission of Ordovician stratigraphy to IUGS. Ordovician News, 9: 2–6

Webby B D, Droser M L, Paris F. 2004a. Final report of IGCP Project 410 (1997–2002)—The Great Ordovician Biodiversification Event. Episodes, 27: 203–208

Webby B D, Cooper R A, Bergström S M, Paris F. 2004b. Stratigraphic framework and time slices. In: Webby B D, Paris F, Droser M L, Percival I G, eds. The Great Ordovician Biosiversification Event.

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358

New York: Columbia University Press. 41–47
Yang Z Y, Sun Z M, Yang T S, Pei J L. 2004. A long connection (750–380 Ma) between South China and Australia: Paleomagnetic constraints. Earth Planet Sci Lett, 220: 423–434
Yang Z Y, Yoichiro O, Sun Z M, Huang B C. 2002. Magnetostratigraphic constraints on the Gondwanan origin of North China: Cambrian/Ordovician boundary results. Geophys J Int, 151: 1–10
Young S A, Saltzman M R, Bergström S M, Leslie S A, Xu C. 2008. Paired $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{13}C_{org}$ records of Upper Ordovician (Sandbian-Katian) carbonates in North America and China: Implications for paleoceanographic change. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 270: 166–178
Zalasiewicz J A, Taylor L, Rushton A W A, Loydell D K, Rickards R B, Williams M. 2009. Graptolites in British stratigraphy. Geol Mag, 146: 785–850
Zhang T G, Shen Y A, Zhan R B, Shen S Z, Chen X. 2009a. Large perturbations of the carbon and sulfur cycle associated with the Late Ordovician mass extinction in South China. Geology, 37: 299–302
Zhang T G, Shen Y A, Algeo T J. 2010. High-resolution carbon isotopic records from the Ordovician of South China: Links to climatic cooling and the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 289: 102–112
Zhang Y D, Fan J X, Liu X. 2009b. Graptolite biostratigraphy of the Shihtien Formation (Darriwilian) in West Yunnan, China. Bull Geosci, 84: 35–40
Zhang Y D, Chen X. 2003. The Early-Middle Ordovician graptolite sequence of the Upper Yangtze region, South China. In: Albanesi G L, Beresi M S, Peralta S H, eds. Ordovician from the Andes. INSUGEO, serie Correlación Geologica, 17: 173–180
Zhang Y D, Chen X. 2007. Palaeobiogeographic distribution of *Pseudisograptus* and early biserials in South China and its implication for the origination of major graptolite faunas in the Ordovician. Acta Palaeontol Sin, 46(Suppl): 530–536
Zhang Y D, Wang Y, Zhan R B, Fan J X, Zhou Z Q, Fang X. 2014. Ordovician and Silurian Stratigraphy and Palaeontology of Yunnan, Southwest China. Beijing: Science Press. 1–138
Zhang Y D, Munnecke A. 2016. Ordovician stable carbon isotope stratigraphy in the Tarim Basin, NW China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 458: 154–175
Zhang Y D, Munnecke A, Chen X, Cheng J F, Liu X. 2011. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation for the base of the Middle Ordovician between Yichang and western Zhejiang areas, South China. Acta Geol Sin, 85: 320–329
Zhang Y D, Chen X, Yu G H, Goldman D, Liu X. 2007. Ordovician and Silurian Rocks of Northwest Zhejiang and Northeast Jiangxi Provinces, SE China. Hefei: University of Science and Technology of China Press. 1–189
Zhen Y Y, Percival I G, Webby B D. 2017. Discovery of Iapetognathus fauna from far western New South Wales: Towards a more precisely defined Cambrian-Ordovician boundary in Australia. Aust J Earth Sci, 64: 487–496
Zhen Y Y, Percival I G, Liu J B, Zhang Y D. 2009a. Conodont fauna and biostratigraphy of the Honghuayuan Formation (Early Ordovician) of Guizhou, South China. Alcheringa, 33: 257–295
Zhen Y Y, Zhang Y D, Percival I G. 2009b. Early Sandbian (Late Ordovician) conodonts from the Yenwashan Formation, western Zhejiang, South China. Alcheringa, 33: 133–161
Zhen Y Y, Zhang Y D, Wang Z H, Percival I G. 2016. Huaiyuan Epeirogeny-Shaping Ordovician stratigraphy and sedimentation on the North China Platform. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 448: 363–370
Zhen Y Y, Nicoll R S. 2009. Biogeographic and biostratigraphic implications of the *Serratognathus bilobatus* fauna (Conodonta) from the Emanuel Formation (Early Ordovician) of the Canning Basin, Western Australia. Rec Aust Mus, 61: 1–30
Zhen Y Y, Wang Z H, Zhang Y D, Bergström S M, Percival I G, Cheng J F. 2011. Middle to Late Ordovician (Darriwilian-Sandbian) conodonts from the Dawangou section, Kalpin area of the Tarim Basin, northwestern China. Rec Aust Mus, 63: 203–266
Zhou Z Q, Zhou Z Y, Yuan W W. 2011. Late Ordovician (Hirnantian) *Mucronaspis* (*Songxites*)—Dominant trilobite fauna from northwestern Zhejiang, China. Mem Assoc Aust palaeontol, 42: 75–92
Zhou Z Y, Wang Z H, Zhang J M, Lin Y K, Zhang J L. 1984. Cambrian-Ordovician Boundary Sections and the Proposed Candidates for Stratotype in North and Northeast China. In: Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, ed. Stratigraphy and Palaeontology of Systematic boundaries in China-Cambrian-Ordovician Boundary (2). Hefei: Anhui Science and Technology Publishing House. 1–57
Zhou Z Y, Zhen Y Y. 2008. Trilobite Record of China. Beijing: Science Press. 1–401

(责任编委: 沈树忠)

http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072017-00358